

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	16
1.- INTRODUCCIÓN.....	17
1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	17
1.2.- JUSTIFICACIÓN DEL PROYECTO	17
1.3.- GENERALIDADES	17
1.3.1.- OBJETIVOS.....	17
1.3.1.1.- Objetivo General.....	17
1.3.1.2.- Objetivos Específicos	18
1.3.1.3.- Alcances	18
1.1.3.4.- Ubicación y Extensión de la Zona de Estudio	18
1.1.3.5.- Vías de acceso.....	20
1.4.- METODOLOGÍA	21
1.4.1.- ETAPA PRELIMINAR.....	21
1.4.2.- ETAPA DE CAMPO.....	21
1.4.3.- ETAPA DE LABORATORIO.....	22
1.4.4.- ETAPA DE OFICINA.....	22
1.5.- TRABAJOS PREVIOS.....	22
1.6.- TRABAJOS QUE SIGUEN LA MISMA METODOLOGÍA.....	24
1.7.- AGRADECIMIENTOS	26
CAPÍTULO II: RASGOS GEOMORFOLÓGICOS	30
2.- RASGOS GEOMORFOLOGICOS	31
2.1.- GENERALIDADES	31
2.2.-UNIDADES TOPOGRÁFICAS	32
2.2.1.- UNIDAD DE COLINAS ORIENTADAS	32
2.2.1.1.- Sub-Unidad de Colinas Orientadas NE-SW(A).....	32
2.2.1.2.- Sub-Unidad de Colinas Orientadas NW-SE (B).....	33
2.2.2.- UNIDAD DE COLINAS AISLADAS Y LOBULADAS	34
2.3.- DRENAJE.....	36
2.4.- ESTRUCTURAS	39

CAPÍTULO III: CONSIDERACIONES TEÓRICAS DEL ANÁLISIS MODAL	41
3.- CONSIDERACIONES TEÓRICAS DEL ANÁLISIS MODAL.....	42
3.1.- LA COMPOSICIÓN Y EL TAMAÑO DE GRANO.....	42
3.2.- COMPONENTES MODALES	46
3.3.- MODAS DETRÍTICAS Y PROCEDENCIA: FUNDAMENTOS.....	49
3.4.- MODAS DETRÍTICAS Y CUENCAS SEDIMENTARIAS.....	58
3.5.- PROCEDENCIA A PARTIR DEL ESTUDIO DE MINERALES PESADOS	60
3.6.- ESCALA DE MUESTREO.....	61
3.7.- CONTROL DEL TRANSPORTE SOBRE LAS MODAS DETRÍTICAS.....	63
3.8.- CLIMA Y MODAS DETRÍTICAS	64
3.9.- PROCEDENCIA SOBRE LA BASE DE INDICADORES MINERALÓGICOS..	66
3.10.- DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO.....	67
CAPÍTULO IV: ASPECTOS GEOLÓGICOS	71
4.- ASPECTOS GEOLÓGICOS	72
4.1.- ASPECTOS REGIONALES	72
4.1.1.- GENERALIDADES	72
4.1.2.- EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRAFICA.....	74
4.1.2.1.- Fase de la mega secuencia Pre-rifting	74
4.1.2.2.- Fase de la mega secuencia Rifting.....	75
4.1.2.3.- Fase de la mega secuencia del Margen Pasivo	75
4.1.2.4.- Fase de la mega secuencia de Colisión Oblicua	77
4.1.3.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL	83
4.1.3.1.- Provincia Autóctona	83
4.1.3.2.- Provincia Alóctonas.....	84
4.1.4.- EVOLUCIÓN GEODINÁMICA Y TECTÓNICA DIACRÓNICA.....	85
CAPÍTULO V: GEOLOGÍA LOCAL.....	87
5.- GEOLOGIA LOCAL	88
5.1.- GENERALIDADES	88
5.2.- AFLORAMIENTOS.....	89
5.2.1.- AFLORAMIENTO 1	89
5.2.2.- AFLORAMIENTO 2.....	90

5.2.3.- AFLORAMIENTO 3.....	95
5.2.4.- AFLORAMIENTO 4.....	99
5.2.4.1.- Afloramiento 4 – Paquete 1	100
5.2.4.2.- Afloramiento 4-Paquete2	101
5.2.4.3.- Afloramiento 4-Paquete 3	102
5.2.4.4.- Afloramiento 4-Paquete 4	102
5.2.4.5.- Afloramiento 4-Paquete 5	103
CAPÍTULO VI: ANÁLISIS PETROGRÁFICO	113
6.- ANÁLISIS PETROGRÁFICO	114
6.1.- GENERALIDADES	114
6.2.- PRINCIPALES COMPONENTES DETRÍTICOS.....	115
6.2.1.- CUARZO MONOCRISTALINO	115
6.2.2.- CUARZO POLICRISTALINO.....	123
6.2.3.- FELDESPATOS	124
6.2.4.- FRAGMENTOS DE ROCA	131
6.2.5.- MATRIZ ARCILLOSA	138
6.2.6.- CARBONATOS.....	143
6.2.6.- ÓXIDOS DE HIERRO	149
6.2.7.- MICAS.....	155
6.2.8.- MINERALES PESADOS Y ACCESORIOS	162
6.2.9.- POROSIDAD	169
6.2.10.- PROCESOS DIAGENETICOS	171
6.3.- RELACIONES ENTRE VARIABLES	174
6.3.1.- CUARZO.....	174
6.3.2.- FELDESPATOS	176
6.3.3.- MATRIZ LIMO-ARCILLOSA	177
6.3.4.- FRAGMENTOS DE ROCA	178
6.3.5.- CARBONATOS.....	179
CAPÍTULO VII: PROCEDENCIA E IMPLICACIONES TECTÓNICAS	180
7.- PROCEDENCIA E IMPLICACIONES TECTONICAS	181
7.1.- GENERALIDADES	181

6.1.2.- ASPECTOS TEÓRICOS DE LOS DIAGRAMAS TERNARIOS DE PROCEDENCIA	182
7.2.- RESULTADOS DE LA PROCEDENCIA.....	186
7.3.- ESQUEMAS PROPUESTOS PARA LA VARIACIÓN DE LOS COMPONENTES	193
7.4.- PROCEDENCIA Y AMBIENTE SEDIMENTARIO DE DEPOSITACIÓN	198
7.5.- TERRENOS POSITIVOS Y PROCEDENCIA TECTÓNICA	200
CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	211
8.1.- SUMARIO Y CONCLUSIONES	212
8.2.- RECOMENDACIONES.....	215
CAPÍTULO IX: BIBLIOGRAFÍA	216
ANEXOS	225

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de ubicación de la zona en estudio – estado Guárico. Tomado de www.googleearth.com A) Mapa de Venezuela, elevación de la imagen 1893.39 Km. B) Mapa del estado Guárico, elevación de la imagen 724.17 Km. C) Mapa de ubicación de los afloramientos principales de estudio, elevación de la imagen 11.16 Km. D) Vista de la ubicación de los afloramientos A1, A2, A3 y A4 con una inclinación aproximada de 35° y una elevación de 4.90 Km.20
- Figura 2. Croquis de la división de unidades topográficas de la zona de estudio, con base en los ortofotomapas de las cartas 6745-III-NE Y 6745-III-SE a escala 1:25.000.....35
- Figura 3. Croquis de la división de cuencas hidrográficas de la zona de estudio, con base en los ortofotomapas de las cartas 6745-III-NE Y 6745-III-SE a escala 1:25.000.....38
- Figura 4. Croquis de la orientación de las unidades topográficas y estructuras interpretadas de la zona de estudio, con base en los ortofotomapas de las cartas 6745-III-NE Y 6745-III-SE a escala 1:25.000.40
- Figura 5. Control de la granulometría sobre las modas detríticas. Se observa cómo la composición modal varía con el diámetro medio de las areniscas, dentro de un mismo ciclo turbidítico (Modificado de OKADA, 1970). Los números representan las medias y los valores entre paréntesis el porcentaje de matriz. Sólo tres ciclos turbidíticos de los originalmente citados por Okada son citados en el triángulo.44
- Figura 6. Triángulos de caracterización de las áreas tectónicas de aporte, propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979). Qt: cuarzo total, F: feldespatos, L: fragmentos líticos inestables, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: fragmentos líticos totales.51
- Figura 7. Triángulos secundarios de caracterización de áreas tectónicas de aporte propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979). La zona sombreada del triángulo Qm-P-K representa las modas detríticas obtenidas por DICKINSON & SUCZEK (1979). Qp: cuarzo policristalino, Lv: fragmentos líticos volcánicos, Ls: fragmentos líticos sedimentarios, Qm: cuarzo monocristalino, P: plagioclasas, K: Feldespatos potásicos.53
- Figura 8. Diagramas de discriminación de áreas de aporte propuestos por DICKINSON et al. (1983). Qt: cuarzo total, F: feldespatos, Li: fragmentos líticos inestables, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: fragmentos líticos totales.53
- Figura 9. Variación de la proporción de fragmentos líticos a lo largo del margen pacífico de América del Sur. Se observa cómo las áreas con actividad volcánica (barras sombreadas) muestran mayor porcentaje de líticos. Tomado y modificado de YERINO & MAYNARD (1984).....55
- Figura 10. Diagramas propuestos por Marsaglia & Ingersoll (1992) para caracterizar cuatro grupos de aportes magmáticos correspondientes a arcos intraoceánicos, continentales, puntos triples y fallas transformantes (los dos últimos representados en el campo de “mezcla”). IC: interior cratónico, CT: continental transicional, BE: basamento elevado, OR: erógeno reciclado, AD: arco magmático disectado, AT: parcialmente disectado, AND: no disectado, Qt: cuarzo total, F: feldespatos totales, Li: fragmentos líticos inestables, Qm: cuarzo monocristalino, K: feldespatos potásicos, P: plagioclasas, Lm: fragmentos líticos metamórficos, Lv: fragmentos líticos volcánicos, Ls: fragmentos líticos sedimentarios, Lvlf: fragmentos líticos volcánicos con textura felsítica, Lvmi: microlítica, Lvl: vítrea. .56

- Figura 11. Modas detríticas vinculadas a diferentes tipos de cuencas. Diagrama izquierda según MAYNARD et al. (1982), diagrama derecha según INGERSOLL & SUCZEK (1979).58
- Figura 12. Diagrama de caracterización composicional de las áreas de proveniencia de primer orden. Tomado y modificado de VALLONI (1985). Q: Cuarzo, F: Feldespatos , L: fragmentos líticos, Lq: Líticos cuarzosos, Lv: líticos volcánicos, Ls: líticos sedimentarios y metasedimentarios. Obsérvese la importante superposición de modas que ocurre al utilizar las proporciones de Q-F-L (izquierda), por el contrario cuando se emplean componentes más discriminativos como Lq-Lv-Ls (derecha) los campos de distintas áreas de proveniencia pueden ser mejor separados. Los números indican las diferentes áreas de proveniencia. 1: basamento cratónico, 2: basamento acresionado, 3: fajas plegadas y corridas, 4: áreas móviles de interacción entre placas, 5: arcos continentales, 6: arcos oceánicos, 7: archipiélagos..60
- Figura 13. Escala jerárquica de las unidades de muestreo de acuerdo a INGERSOLL *et al.* (1993).62
- Figura 14. Composición de la arenisca plio-pleistocena de la paleo-bahía de Tokio, donde se observa cómo a pesar de mostrar una misma área de proveniencia, ocurren importantes cambios depositacionales según los ambientes y mecanismos de depositación. Tomado y modificado de ITO & MASUDA (1986). Qm: Cuarzo monocristalino, F: Feldespatos , Lt: fragmentos líticos totales.63
- Figura 15. Triángulos propuestos por Suttner et al.(1981), donde se muestra el efecto del clima sobre las diferentes modas detríticas de areniscas luego de haber sufrido un breve transporte. A.-rocas ígneas plutónicas, B.-metamórficas de bajo grado y C.-metamórficas de alto grado (modificado y sintetizado de Suttner et al., 1981).65
- Figura 16. Diagrama de discriminación entre áreas de proveniencia plutónica, metamórfica de bajo grado y de alto grado utilizando el tipo de policristalinidad y ondulatoriedad del cuarzo (modificado de Basu et al., 1975).67
- Figura 17. Corte geológico conceptual Norte-Sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el Río Orinoco (YORIS & OSTOS 2004).73
- Figura 18. Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco. (YORIS & OSTOS 2004).74
- Figura 19. Reconstrucción de las placas. Cada una de las placas principales se encuentra representada con un color, señalado en las leyendas de las esquinas inferiores. La reconstrucción de hace 190 Ma (a) representa la configuración de las placas justo antes del “rifting” jurásico. La reconstrucción de hace 95 Ma (b) representa la mayor tasa de divergencia entre Norte y Suramérica. En este momento, todo el norte de Venezuela es un margen pasivo. La reconstrucción hace 68 Ma (c) representa la posición de la Placa Caribe tras su movimiento hacia el Noreste, resultando en la colisión del sistema de arco de Cuba con Norteamérica. El borde norte de Venezuela aún se encuentra en margen pasivo, a su vez, la Placa Norteamericana se aleja del borde Suramericano. La reconstrucción hace 40 Ma (d) muestra la colisión entre Cuba y la Placa Caribe, resultando en un cambio de dirección de la Placa hacia el Este. Para este momento, Norte y Suramérica comienzan a acercarse de nuevo. La reconstrucción hace 25 Ma (e) muestra la ruptura del noroeste Suramericano a lo largo de las fallas mayores. El movimiento hacia el noroeste de la Placa de Cocos condujo a una transpresión en los Andes Venezolanos, comenzando a empujar el Bloque Bonaire hacia el Este. La llegada del Arco Caribe inicio la compresión en las cercanías de Paria hacia el Este de Venezuela. La reconstrucción final en el grafico (f) muestra la orientación de las placas en la actualidad. La placa caribe continúa su movimiento hacia el Este, produciendo una continua transpresión en el Este de Venezuela. El movimiento hacia el Este de la placa Nazca produce una constante compresión en Los Andes, continuando con la traslación del bloque Bonaire.79

Figura 20. Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este en Venezuela Occidental y sedimentación epi / perisutural asociada durante el Paleoceno-Eoceno. Los límites entre el Bloque Andino y el Suramericano se encontraban aproximadamente donde actualmente se encuentran los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga (SM-B) y Bocono (B). Tomado de Wec (2000).	80
Figura 21. Corte Geológico de la Cuenca Oriental de Venezuela, que muestra la Provincia Autóctona desde el eje de la Cuenca hacia el río Orinoco en el sur y parte de la Provincia Alóctona desde el eje hacia el norte. (GALLANGO & PARNAUD, 1995)	85
Figura 22. Triángulo propuesto por PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1973), en donde se observa la clasificación para los afloramientos # 2 y # 3 de cada una de las muestras analizadas en el mismo.....	99
Figura 23. Se muestra la división por paquetes del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas UTM y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.	99
Figura 24. Triángulo propuesto por PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1973), en donde se observa la clasificación para el afloramiento #4 de cada una de las muestras analizadas en el mismo.	108
Figura 25. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de cuarzo en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	118
Figura 26. Se muestra la variación en porcentaje en los distintos tipos de cuarzo en los afloramientos #2 y #3.	119
Figura 27. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de cuarzo en los afloramientos #2 y #3.....	119
Figura 28. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de cuarzo en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	121
Figura 29. Se muestra la variación en porcentaje en los distintos tipos de cuarzo en el afloramiento #4.....	122
Figura 30. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de cuarzo en el afloramiento #4.....	122
Figura 31. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de feldespato en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.	126
Figura 32. Se muestra la variación en porcentaje en los distintos tipos de feldespatos en los afloramientos #2 y #3.....	127
Figura 33. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de feldespatos en los afloramientos #2 y #3.....	127
Figura 34. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de feldespatos en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	129
Figura 35. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de feldespatos en el afloramiento #4.....	130
Figura 36. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de feldespato en el afloramiento #4.....	130

Figura 37. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de fragmentos de roca en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.	133
Figura 38. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de fragmentos de roca en los afloramientos #2 y #3.....	134
Figura 39. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de fragmentos de roca en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.	136
Figura 40. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de fragmentos de roca en el afloramiento #4.....	137
Figura 41. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de matriz arcillosa en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.	139
Figura 42. Se muestra la variación en porcentaje promedio en los distintos tipos de matriz arcillosa en los afloramientos #2 y #3.....	140
Figura 43. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de matriz arcillosa en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	141
Figura 44. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de matriz arcillosa en el afloramiento #4.....	142
Figura 45. Se muestra variación en porcentaje de carbonatos en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	145
Figura 46. Se muestra la variación en porcentaje promedio de carbonatos en los afloramientos #2 y #3.	146
Figura 47. Se muestra la variación en porcentaje de carbonatos en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.	147
Figura 48. Se muestra la variación en porcentaje promedio de carbonatos en el afloramiento #4.....	148
Figura 49. Se muestra variación en porcentaje de óxidos de hierro en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	150
Figura 50. Se muestra la variación en porcentaje promedio de óxidos de hierro en los afloramientos #2 y #3.	151
Figura 51. Se muestra variación en porcentaje de óxidos de hierro en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	153
Figura 52. Se muestra la variación en porcentaje promedio de óxidos de hierro en el afloramiento #4.	154
Figura 53. Se muestra variación en porcentaje de micas en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.	158
Figura 54. Se muestra la variación en porcentaje promedio de las micas en los afloramientos # 2 y #3.....	159
Figura 55. Se muestra variación en porcentaje de micas en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.	160

Figura 56. Se muestra la variación en porcentaje promedio de las micas en el afloramiento # 4.....	161
Figura 57. Se muestra variación en porcentaje de minerales accesorios en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	164
Figura 58. Se muestra la variación en porcentaje promedio de minerales accesorios en los afloramientos # 2 y #3.....	165
Figura 59. Se muestra variación en porcentaje de minerales accesorios en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	167
Figura 60. Se muestra la variación en porcentaje promedio de minerales accesorios en el afloramiento # 4..	168
Figura 61. Se muestra variación en porcentaje de porosidad en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.....	170
Figura 62. Diagrama de dispersión de las secciones muestreadas donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el diámetro promedio de cuarzo monocristalino de extinción ondulatoria. .	175
Figura 63. Diagrama de dispersión de las secciones muestreadas donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el diámetro promedio de cuarzo monocristalino de extinción recta.	175
Figura 64. Diagrama de dispersión de las secciones muestreadas donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el porcentaje de feldespatos.....	176
Figura 65. Diagrama de dispersión de los afloramientos muestreados donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el porcentaje de matriz limo-arcillosa.....	177
Figura 66. Diagrama de dispersión de los afloramientos muestreados donde se muestra la relación entre el porcentaje promedio de cuarzo contra el porcentaje promedio de fragmentos de roca.....	178
Figura 67. Diagrama de dispersión de los afloramientos muestreados donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el porcentaje de carbonatos.	179
Figura 68. Muestra el triángulo Q-F-L, el cual contiene todos los tipos de cuarzo incluyendo la ftanita, en este se observan Las diferentes divisiones y sub-divisiones de las provincias mineralógicas de procedencia representadas porcentualmente (Tomado y modificado de DICKINSON & SUCZEK 1979).	182
Figura 69. Muestra el triángulo Qm-F-Lt, el cual toma en cuenta solo al cuarzo monocristalino sin incluir la ftanita, en este se observan Las diferentes divisiones y sub-divisiones de las provincias mineralógicas de procedencia representadas porcentualmente (Tomado y modificado de DICKINSON & SUCZEK 1979). .	183
Figura 70. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para los afloramientos A2 y A3 según el triángulo Qt-F-Li de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983).....	186
Figura 71. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para el afloramientos A4 según el triángulo Qt-F-Li de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983).....	187
Figura 72. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para todos los afloramientos según el triángulo Qt-F-Li de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983).....	188

Figura 73. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para los afloramientos A2 y A3 según el triángulo Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983).....	188
Figura 74. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para el afloramiento A4 según el triángulo Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983).....	189
Figura 75. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para todos los afloramientos según el triángulo Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983).....	190
Figura 76. Esquema de ubicación de cada una de las muestras analizadas y su clasificación según DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983), para ambos triángulos Qt-F-L y Qm-F-Li.....	192
Figura 77. Donde se muestra el esquema propuesto de variación del cuarzo total para los afloramientos # 2 y # 3.....	193
Figura 78. Donde se muestra el esquema propuesto de variación del cuarzo total para el afloramiento # 4...194	
Figura 79. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los carbonatos para los afloramientos # 2 y # 3.....	194
Figura 80. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los carbonatos para el afloramiento # 4.....	195
Figura 81. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los feldespatos para los afloramientos # 2 y # 3.....	195
Figura 82. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los feldespatos para el afloramiento # 4.....	196
Figura 83. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de las micas para los afloramientos # 2 y # 3.....	196
Figura 84. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de las micas para el afloramiento # 4.....	197
Figura 85. Cuenca “foreland” o antepaís en donde se observa las partes que la componen. Tomado y modificado de www.geol.sc.edu	204
Figura 86. En esta figura se observan la evolución tectónica y el diaconismo del frente de deformación Paleoceno-Eoceno en el borde septentrional de Suramérica como resultado del choque transpresivo con la Placa Caribe, así como también las áreas positivas de aporte de sedimentos. Tomado y modificado de YORIS <i>et al.</i> (2004).....	205
Figura 87. Resultados presentados BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 EN PRENSA), para la base de la sección El Pao, donde se observa la tendencia hacia la zona de arco magmático descrita por los mismos.	206
Figura 88. Resultados presentados BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 EN PRENSA), para la sección completa de El Pao, donde se observa la variación descrita por estos hacia el tope de la misma.....	207
Figura 89. Resultados presentados BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 EN PRENSA), para la sección completa de Valle Morín, donde se observa el diaconismo de la depositación hacia el Este, reflejado a través de la variación de las tendencias hacia los campos de Orógeno Reciclado y Cratón Interior.....	207

- Figura 90. Durante la transición Maastrichtiense-Paleoceno, el choque oblicuo transpresivo de la placa Caribe desarrollo numerosos cinturones deformados, luego de la formación de la cuenca marginal del Protocaribe, el Microcontinente de Sebastopol produjo los cinturones de Cauagua-El Tinaco y de la Cordillera de la Costa y la reliquia del prisma de acreción lo componen los cinturones de Paracotos y el arco de islas extinto de Villa de Cura, según la nomenclatura de MENÉNDEZ (1966). Hacia el sur, el emplazamiento de las napas de Villa de Cura desarrollaron una cuenca “foreland” con su primera depositación en el Maastrichtiense. Tomado y modificado de YORIS *et. al.* (2004).208
- Figura 91. Bloque diagramático que propone las condiciones tectónicas, ambientales y depositacionales de los sedimentos en la cuenca estudiada.210

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1. Donde se muestra el afloramiento # 1, el cual debido al alto nivel de meteorización de las capas fue imposible realizarle el análisis modal bajo el microscopio. Dirección de la foto N53°W.....	90
Foto 2a (izquierda). Fotomicrografía bajo nicoles cruzados de una muestra de arenisca del afloramiento # 1, donde se observan los altos niveles de óxidos en la muestra como consecuencia del alto grado de meteorización de las rocas en el afloramiento. Foto 2b (derecha). Misma sección de la figura xxa pero ahora observada bajo nicoles paralelos.....	90
Foto 3a (izquierda) y Foto 3b (derecha). Vista del afloramiento # 2. Dirección de la Foto 3a N56°W, dirección de Foto 3b N58°W. Se observa la poca calidad del mismo, producto del alto grado de meteorización...92	
Foto 4a (Fotomicrografía izquierda). Grawaca Feldespática, vista bajo nicoles cruzados (10X), muestra A2C1. Foto 4b (Fotomicrografía derecha). Misma muestra vista bajo nicoles paralelos.....	93
Foto 5a (izquierda). Fotomicrografía de la muestra A3P1C3 Grawaca Feldespática. Nicoles paralelos. Foto 5b (derecha). Fotomicrografía de la muestra A3P1C3 Grawaca Feldespática bajo nicoles cruzados	97
Foto 6. Se observa el paquete # 1 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y sentido referencial San Juan de los Morros - Ortíz.	100
Foto 7. Se observa el paquete # 2 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.	101
Foto 8. Se muestra el paquete # 3 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.	102
Foto 9. Se muestra el paquete # 4 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.	103
Foto 10. Se observa el paquete # 5 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.	104
Foto 11a. Fotomicrografía de la muestra A4C1 Arenita Litica, nicoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Foto 11b. Fotomicrografía de la misma muestra A4C1 Arenita Litica, nicoles paralelos (derecha), objetivo 10X.	109
Foto 12. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nicoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria.....	116
Foto 13. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nicoles paralelos, objetivo 10X. Se observa cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria.....	116
Foto 14. Fotomicrografía de la muestra A4C15, nicoles cruzados, objetivo 25X. Se observa cuarzo con inclusión de micas.	117
Foto 15. Fotomicrografía de la muestra A4C15, nicoles cruzados, objetivo 25X. Se observa plagioclasa.	124

Foto 16. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa feldespato potásico.	125
Foto 17. Fotomicrografías de la muestra A4C15, nícoles paralelos (izquierda), nícoles cruzados (derecha), objetivo 25X. Se observa feldespato indeterminado.	125
Foto 18. Fotomicrografía de la muestra A4C15, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa fragmento de ftanita.	131
Foto 19. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nícoles paralelos, objetivo 63X. Se observa fragmento de roca volcánica.	132
Foto 20. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nícoles paralelos, objetivo 10X. Se observa fragmentos de roca metamórficos.	132
Foto 21. Fotomicrografía de la muestra A4C38, nícoles paralelos, objetivo 4X. Se observa matriz limo-arcillosa.	138
Foto 22. Fotomicrografía de la muestra A4C8, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cemento de calcita.	143
Foto 23. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cristal de calcita.	143
Foto 24. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa veta de calcita.	144
Foto 25. Fotomicrografía de la muestra A4C2, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa la hematina intergrano, dando el efecto de granos flotantes en la muestra.	149
Foto 26. Fotomicrografías de la muestra A4C15, nícoles paralelos (izquierda), nícoles cruzados (derecha), objetivo 25X. Se muestra biotitadetrítica.	155
Foto 27. Fotomicrografía de la muestra A4C11, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa mica cortada por veta de cuarzo.	155
Foto 28. Fotomicrografía de la muestra A4C11, nícoles cruzados, objetivo 10X. Donde se observa una orientación preferencial de las micas (biotita y muscovita).	156
Foto 29. Fotomicrografía de la muestra A4C14, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa biotita detrítica.	156
Foto 30. Fotomicrografía de la muestra A4C13, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa muscovita detrítica.	156
Foto 31. Fotomicrografía de la muestra A4C1, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa circón.	162
Foto 32. Fotomicrografías de la muestra A4C15, nícoles paralelos (izquierda), nícoles cruzados (derecha), objetivo 25X. Se observa grano de epidoto.	163
Foto 33. Fotomicrografía de la muestra A4C22, luz reflejada, objetivo 10X. La Fotomicrografía se encuentra bajo luz reflejada, los puntos blancos representan leucoxeno.	163

- Foto 34. A4C8. Fotomicrografía de la muestra A4C8, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cemento de calcita.171
- Foto 35. A4C12. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa matriz de calcita.172
- Foto 36. A4C15. Fotomicrografía de la muestra A415, nicoles cruzados, objetivo 25X. Se observa feldespato indeterminado (alterado).172

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Ubicación de cada uno de los afloramientos estudiados mediante sus coordenadas UTM y coordenadas geográficas.	19
Tabla 2. Efecto del tamaño de grano sobre las modas detríticas. Se observa cómo desde el tamaño guija, hasta la arena fina, un fragmento lítico hipotético va desagregándose en sus componentes minerales, aumentando así la relación minerales-fragmentos líticos. Tomado y modificado de SCASSO & LIMARINO (1997).	43
Tabla 3. Síntesis de las metodologías empleadas para la obtención de modas detríticas en secciones delgadas. Tomado y modificado de SCASSO & LIMARINO (1997).	45
Tabla 4. Agrupamiento de los componentes modales para los estudios de modas detríticas. 1: puede resultar importante establecer órdenes de alteración, 2: en ocasiones es conveniente especificar el tipo mineralógico (p.e. microclino, ortosa, etc.), 3: si fuera el caso distinguir entre fragmentos neo y paleovolcánicos, 4: los líticos plutónicos rara vez como tales en el tamaño arena, 5: los clastos de caliza con frecuencia excluidos de los conteos. Tomado y modificado de SCASSO & LIMARINO (1997).	46
Tabla 5. Tabla que muestra las características principales de las capas muestreadas en el afloramiento # 2, así como su clasificación según Pettijohn, Potter y Siever (1973).	91
Tabla 6. Donde se muestra las principales características de la muestras tomadas de el paquete # 1 en el afloramiento 3: las muestras que aparecen sin clasificar es porque su analisis bajo el microscopio fue imposible por el grado de meteorización.	96
Tabla 7. Que muestra las características principales de las muestras tomadas en campo del “Afloramiento 3” en el paquete 2 del mismo, producto del alto grado de meteorización fue imposible el análisis.	98
Tabla 8. Datos y principales características de las capas seleccionadas y muestreadas en campo correspondientes al Afloramiento 4.	105
Tabla 9. Ambientes tectónicos de procedencia para la clasificación de DICKINSON Y SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983). Se muestran las diferentes sub-divisiones de cada ambiente y sus principales características en cuanto a litología y composición.	185
Tabla 10. Se muestra la comparación entre los resultados obtenidos para los triángulos Qt-F-Li y Qm-F- Lt según DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983).	191
Tabla 11. Se describe la ubicación, litología y composición de los terrenos expuestos y posibles fuentes de aporte para el momento de depositación de la Formación Guárico.	202

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

S

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Plantear y establecer relaciones taxativas en cuanto al origen de los sedimentos de la sub-cuenca de Guárico, a través del tiempo geológico para comprender la evolución geodinámica de la zona, y así inferir acerca del marco tectónico regente para el momento de depositación de los mismos.

1.2.- JUSTIFICACIÓN DEL PROYECTO

Para el Maestrichtiense a Eoceno Temprano, cuando ocurrió la depositación de los sedimentos correspondientes a la sub-cuenca de Guárico, la placa del Caribe se encontraba colisionando de manera transpresiva con el norte de Suramérica, siendo este, el fenómeno principal que dominaba la zona antes mencionada; la realización de este estudio permitirá conocer cuando y como ocurrió el aporte de estos sedimentos. Además, proveerá la información necesaria para determinar si el cratón de Guayana es la principal fuente de aporte de los mismos, o si existe una fuente asociada al choque en el borde septentrional de Suramérica, así como también conocer las características de la depositación, tomando en cuenta las relaciones laterales para determinar si esta fue sincrónica o diacrónica, y relacionarla con el marco tectónico para ese periodo.

1.3.- GENERALIDADES

1.3.1.- OBJETIVOS

1.3.1.1.- Objetivo General

Elaborar un modelo evolutivo tectono-estratigráfico a través del tiempo geológico y determinar la procedencia de los sedimentos que componen la Formación Guarico, mediante el estudio sedimentológico y el análisis modal de petrográficas, tomando en cuenta las relaciones espaciales en superficie de dichos sedimentos.

1.3.1.2.- Objetivos Específicos

Para lograr el objetivo del trabajo se pretende:

- Digitalizar y vectorizar las cartas topográficas a escala 1:25.000 de la zona de estudio, con el fin de georeferenciar cada uno de los afloramientos y las muestras tomadas en los mismos, en la etapa de campo.
- Recolectar muestras de las diferentes secciones estudiadas y ubicarlas en las cartas topográficas.
- Generar un mapa geológico-geomorfológico de la zona estudiada a escala 1:25.000.
- Elaborar una columna estratigráfica en cada una de las secciones levantadas.
- Aplicar un estudio estadístico de análisis modal a cada una de las muestras de roca tomadas, para determinar el ambiente tectónico de sedimentación, a través de los diagramas ternarios de DICKINSON & SUCZEK (1979) Y DICKINSON *ET AL.* (1983).
- Generar esquemas de variación de acuerdo a los resultados obtenidos en el análisis modal para las especies minerales más importantes de la zona como: cuarzo total, carbonatos y micas.

1.3.1.3.- Alcances

Con el presente estudio se estimó la procedencia de los sedimentos que componen las rocas expuestas en un corte de la carretera que comunica la población de San Juan de los Morros con la población de Ortíz, estado Guárico, a través del análisis mineralógico que nos permitió inferir acerca del marco tectónico dominante y los posibles cambios en las fuentes de aporte.

1.1.3.4.- Ubicación y Extensión de la Zona de Estudio

La Formación Guárico se encuentra ubicada en la parte nor-central de Venezuela, aflorando en el piedemonte de la Serranía del Interior, en una faja angosta desde la

población de San Carlos, estado Cojedes, hasta la Laguna de Unare, estado Anzoátegui, unos 350 Km al Este, pasando por los estados Guárico, Aragua y Miranda.

La zona de estudio como tal, comprende cuatro afloramientos, ubicados hacia la parte septentrional de la subcuenca de Guárico, en un tramo de aproximadamente 6,5 km de longitud, los tres primeros numerados respectivamente en sentido San Juan De Los Morros-Ortíz (figura 1), mientras que el afloramiento cuatro es el más proximal en dirección San Juan de los Morros, todos se encuentran incluidos en las cartas topográficas 6745-III-NE y 6745-III-SE, de coordenadas UTM y coordenadas geográficas como se muestra en la tabla 1.

Afloramiento	Coordenadas UTM	Coordenadas Geográficas
A1	1.077.520 N 683.940 E	9° 44' 37'' N 67° 19' 23'' W
A2	1.076.698 N 684.547 E	9° 44' 10'' N 67° 19' 4'' W
A3	1.076.481 N 685.211 E	9° 44' 3'' N 67° 18' 42'' W
A4	1.080.887 N 680.533 E	9° 46' 27'' N 67° 21' 15'' W

Tabla 1. Ubicación de cada uno de los afloramientos estudiados mediante sus coordenadas UTM y coordenadas geográficas.

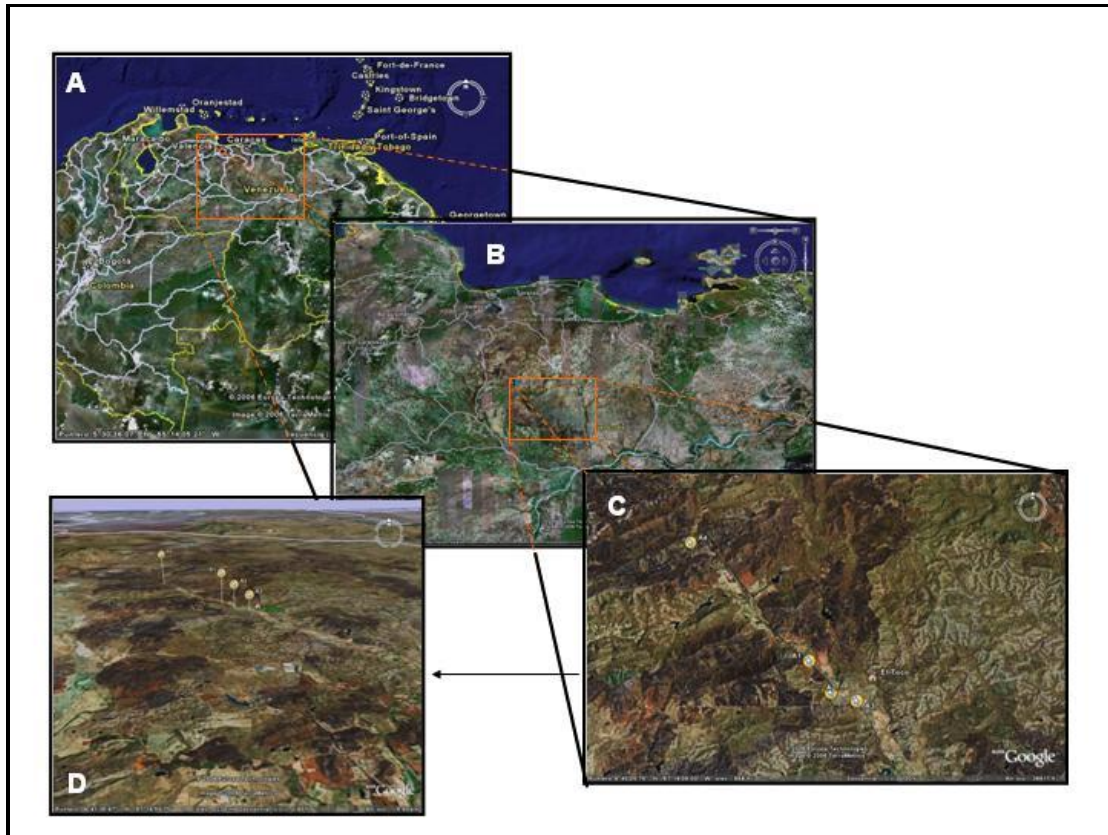


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona en estudio – estado Guárico. Tomado de www.googleearth.com A) Mapa de Venezuela, elevación de la imagen 1893.39 Km. B) Mapa del estado Guárico, elevación de la imagen 724.17 Km. C) Mapa de ubicación de los afloramientos principales de estudio, elevación de la imagen 11.16 Km. D) Vista de la ubicación de los afloramientos A1, A2, A3 y A4 con una inclinación aproximada de 35° y una elevación de 4.90 km.

1.1.3.5.- Vías de acceso

La zona de estudio presenta una buena accesibilidad, en donde se destacan las carreteras nacionales principales que van hacia el occidente del país y las carreteras nacionales hacia las poblaciones de San Juan de los Morros y El Toco (Mapa 1). Para el acceso a los afloramientos no fue necesaria la utilización de carreteras secundarias o quebradas, ya que todas las secciones corresponden a cortes por construcción de vialidad, y estas se encuentran en buenas condiciones y son transitables durante todo el año.

1.4.- METODOLOGÍA

1.4.1.- ETAPA PRELIMINAR

Esta etapa comprendió todo lo referente a la búsqueda y recopilación bibliográfica, y de cualquier tipo de datos que de alguna manera pudiesen ampliar el rango de conocimientos aplicables en la realización de esta investigación.

Para la selección de la zona de estudio, se realizó el análisis de las diferentes cartas geológicas elaboradas por la CREOLE PETROLEUM CORPORATION (E7), en donde se seleccionaron secciones en las cuales el contacto entre las formaciones fuera de tipo estratigráfico, a fines de trabajar con afloramientos lo menos deformados posible, para así obtener la mejor data en el estudio de análisis modal. De igual manera se tomó en cuenta la facilidad de las vías de acceso de las secciones escogidas con anterioridad.

1.4.2.- ETAPA DE CAMPO

La etapa de campo consistió en el reconocimiento de las secciones anteriormente seleccionadas de los mapas geológicos de la CREOLE PETROLEUM CORPORATION (E7). Los afloramientos finalmente escogidos para el estudio fueron aquellos que presentaron las siguientes características:

- Afloramiento continuo de por lo menos 20 metros de longitud.
- Ausencia de grandes deformaciones a nivel del afloramiento.
- Presencia de capas de areniscas de grano medio a grueso.

En cuanto al criterio establecido para la selección de muestras, se tomaron en cuenta aquellas capas en las cuales resaltaron los siguientes aspectos:

- Areniscas de grano medio a grueso con el menor grado de meteorización.
- Ausencia de vetas en el estrato (SiO_2 y CaCO_3).
- Un espesor mínimo de estrato de 10 centímetros.
- Ausencia de deformación intracapa.

Durante esta etapa también se realizó la construcción de la columna estratigráfica del afloramiento, donde se da la descripción de las principales características físicas de cada estrato muestreado con su respectiva ubicación dentro de dicha columna.

1.4.3.- ETAPA DE LABORATORIO

Esta etapa comprendió la elaboración y análisis de 50 secciones finas derivadas de las capas de interés tomadas de los afloramientos antes mencionados. Específicamente el análisis modal se realizó con una platina milimetrada adaptada al microscopio, la cual permite hacer un barrido de la sección fina, tanto en el eje “X” como en el eje “Y”, tomando en cuenta aquellos granos que se encuentren en el cruce de los hilos al realizar un espaciado de un milímetro, hasta completar 300 puntos por sección.

1.4.4.- ETAPA DE OFICINA

La etapa de oficina consistió en la integración de todos los datos obtenidos durante las etapas de campo y de laboratorio, con el fin de obtener información detallada, sobre el ambiente tectónico para el momento de depositación de los sedimentos del surco de Guárico, a través de la reconstrucción tectono-estratigráfica de la región. Para el cumplimiento de lo antes mencionado se realizaron las siguientes actividades:

- Construcción y digitalización de las columnas estratigráficas referenciando cada muestra tomada.
- Digitalización de las cartas topográficas de la zona a escala 1: 25000.
- Introducción de los datos obtenidos del análisis de secciones finas en los triángulos de DICKINSON para determinar ambientes tectónicos de depositación.

1.5.- TRABAJOS PREVIOS

MENCHER, (1950) fue el primero en publicar el nombre Formación Guárico para referirse vagamente a estratos paleocenos “calcáreos y argiláceos”, que contienen

calizas arrecifales particularmente hacia la base” y que “incluye a las calizas de los morros de San Juan”.

CAUDRI, (1944) y de CIZANCOURT, (1951) revisaron algunos de los microfósiles.

MENCHER “*et al.*”, (1951-a, 1951-b, 1953) suministraron algo más de descripción, parcialmente errónea (incluyeron rocas ígneas y volcánicas en la unidad).

WEISBORD, (1956) definió la sección tipo y dió una descripción formal.

Varios autores como KONIGSMARK, (1965), MENÉNDEZ y (1965), RENZ y SHORT, (1960) estudiaron la unidad en diversas localidades.

MENÉNDEZ (1965) define el Miembro Mamonal para referirse a una secuencia lenticular de conglomerados y areniscas con intercalaciones de lutitas gris oscuro, que pasan lateralmente a otras facies de la Formación Guárico.

PEIRSON (1965), hizo una larga descripción de la formación, y PEIRSON “*et al.*”, (1966) introdujeron este término para referirse a las capas periarrecifales que asignaron a la Formación Guárico, y cuya sección tipo se localiza a lo largo del río Caramacate por una distancia de unos 3 Km. hacia el norte, medidos en línea recta, desde la carretera San Juan de Los Morros-San Sebastián hasta el afloramiento extremo meridional de la Formación Tiara. El nombre aparece en el Léxico Estratigráfico (1970) como "Caramate".

BELL (1968-b) estudió la formación en el área de Camatagua, estableció el Miembro Los Cajones y presentó criterios sobre su evolución sedimentaria. Lo definió como facies periarrecifales con conglomerados y bloques deslizados gravitacionalmente al fondo de la cuenca y como una unidad tectónica que asimiló dichos bloques a medida que avanzaba el alóctono de Villa de Cura, mezclándolos con la secuencia sedimentada previamente en la parte norte del surco.

ZAPATA (1976) estudió los afloramientos del área de Unare y describió sus litofacies.

GONZÁLEZ DE JUANA "*et al.*" (1980), definen al Miembro Caramacate, como una variación lateral de la composición del Miembro Los Cajones hacia "una compleja intercalación de masas alóctonas de caliza, olitostromos y flysch".

Posteriormente, ALBERTOS "*et al.*", (1989) realizaron un estudio petrográfico-estadístico de la formación en el área Altigracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira.

Finalmente YORIS (1994), compila los resultados de 15 años de investigaciones previas en diferentes zonas del país, incluyendo la Formación Guárico, para la realización de su tesis doctoral, en la que basado principalmente en petrografías de areniscas utilizando la técnica de análisis modales propuestas por YORIS (1984, 1986, 1989e,f), aplica métodos estadísticos tales como estimaciones de medias aritméticas y desviaciones estándar, comparación de poblaciones por medio de las pruebas estadísticas "t" y "F", análisis de probabilidades de transición (Cadenas de Markov) para el estudio de facies sedimentarias, análisis de agrupaciones de taxa, análisis espectrales por medio de series de Fourier en los que diseña un programa para comparar las frecuencias de los ciclos obtenidos con un comportamiento aleatorio o determinístico, análisis de regresión (lineal, exponencial, logarítmica y potencial) y análisis de multivarianza.

1.6.- TRABAJOS QUE SIGUEN LA MISMA METODOLOGÍA

YORIS (1984) presenta un informe en el que condensa y revisa la estratigrafía regional de una zona ubicada en la franja San Antonio de Maturín–Caripito–Bolivita–Campo Alegre (estados Monagas y Sucre), y en el cual un análisis petrográfico detallado de las areniscas del Cretácico Inferior asociando la granulometría y composición de las mismas con su ambiente de sedimentación, ubicación tectónica de la secuencia cretácica de la Serranía del Interior y la utilización de métodos estadísticos como triángulos de composición, análisis Moda-R y Moda-Q para su discriminación.

MATHIEU (1989) llevó a cabo un extenso trabajo de campo en las rocas del Eoceno en el noreste de la Cuenca de Maracaibo donde realizó 57 medidas de paleócorrientes en la Formación Trujillo donde estas permitieron definir una dirección principal de sedimentación de estas rocas desde el noreste hacia el suroeste.

Posteriormente YORIS (1989), presenta su trabajo de ascenso al escalafón de Profesor Asociado desarrollando un método sistemático para obtener la estimación cuantitativa de morfología, granulometría y proporción de especies minerales en secciones finas de roca para caracterizar unidades litoestratigráficas en base a variables granulométricas y composicionales.

Por su parte CASTILLO (1995), integra los análisis modales de 115 muestras de las formaciones Misoa, Mirador y Trujillo, determinando la procedencia de estas rocas por medio de los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON y SUCZEK (1979) y DICKINSON "et al." (1983).

ROMERO (1996) determinó la procedencia de las rocas de la Formación Misoa y su relación con la tectónica Caribe en la parte norte de la cuenca de Maracaibo por medio de una recolección de muestras en los Campos Lagunillas, Tía Juana, Punta Benítez, La Rosa y Urdaneta, a las cuales se les realizó un análisis petrográfico modal y los resultados diagramados en los triángulos propuestos por DICKINSON y SUCZEK (1979) y DICKINSON "et al." (1983) para así indicar la procedencia sedimentaria del Eoceno en la Cuenca de Maracaibo y en relación con la tectónica regional.

Igualmente CARDOZO (1996), basándose en diagramas ternarios de procedencia y a partir de análisis petrográficos modales de más de 60 muestras, concluye que las rocas clásticas del Eoceno pertenecientes a la Formación Misoa tienen una procedencia de orógeno reciclado con influencia del cratón interior y que esta varía según el nivel estratigráfico.

QUINTERO (1998) determinó el significado tectónico y la procedencia mineralógica de las rocas clásticas de la Formación Gobernador, en el flanco Surandino

y Barinas tradicional por medio de un muestreo de núcleos a los cuales se les realizaron análisis petrográficos modales y se determinó su procedencia a través de los diagramas ternarios de DICKINSON y SUCZEK (1979) y DICKINSON "et al." (1983).

Posteriormente, en el estudio de CARRILLO (1999), se determinaron ambientes de sedimentación y procedencia de las rocas pertenecientes al Cretácico Superior (Maestrichtiense) y al Terciario que afloran en los ríos Mango, Capiricual y Guarapiche de Venezuela Oriental y caracterizo por medio de métodos estadísticos y petrográficos los distintos rasgos composicionales de las rocas arenosas de las Formaciones San Juan, Vidoño, Caratas, Los Jabillos y Aero. Se realizaron también análisis petrográficos modales de las areniscas de las Formaciones San Juan, Caratas y Los Jabillos para determinar la procedencia, ambiente de sedimentación y relación tectono-sedimentaria por medio de los triángulos de DICKINSON y SUCZEK (1979) y DICKINSON "et al." (1983), así como también análisis geoestadísticos de areniscas, basado en la observación de variaciones texturales de ciertos elementos detríticos a través del tiempo, matrices de correlación de variables composicionales y granulométricas con 95% y 99% de confiabilidad y un análisis factorial Moda-R como método de discriminación, donde se comparan los datos de este trabajo con los obtenidos por YORIS (1991), logrando definir el tipo de sedimentación y variables de mayor importancia.

1.7.- AGRADECIMIENTOS

José L. León V.

Gracias a Dios por permitirme culminar mis estudios de ingeniería geológica y por contar con la suerte de tener salud y una familia que me ama y apoya de manera incondicional.

Gracias a mis padres y hermana, María Virginia Valenzuela, Fernando J. León y María Fernanda León; estamos separados físicamente la mayor parte del tiempo, pero todos los días me hacen sentir su amor y su cariño.

Gracias a la Universidad Central de Venezuela, la mejor del mundo y al profesor Ricardo Alezones, más que un profesor un amigo.

Gracias al profesor Lenin González por su ayuda en excursiones, consejos referente a la materia y buena disposición para ayudar en todo momento.

Gracias a mis abuelos Ana González, Alba de Montenegro y José A. Montenegro quienes siempre muestran su preocupación por mi bienestar y me apoyan en las decisiones importantes de mi vida.

Gracias a mis tíos, Rigoberto Valenzuela y Alfredo León, quienes siempre me han tratado como un hijo. Gracias por el apartamento, mi segunda casa.

Gracias Honey Bunny, Maryesther León, desde hace mucho necesitaba el cariño que me das.

Gracias padrino, Daniel Rodríguez, nunca me olvidare de esos almuerzos exquisitos donde el ingrediente principal era el calor familiar.

Gracias a los hermanos de siempre, Juan, Whittee, Charles, Oz, Erick. Simplemente hermanos.

Gracias a Hildemaro Rodríguez, es impresionante las vueltas que da la vida; en más de una oportunidad me salvaste.

Gracias a mi compañero de tesis Igor Molina por el empuje en los momentos de presión; espero nos veamos en Europa.

Igor M Molina M.

A dios todo poderoso, por mantenerme siempre en el camino correcto e iluminar todos mis senderos y mis momentos de desesperación.

A mis padres Zahida e Igor, por darme la vida, por enseñarme a luchar por mis metas sin pisar al prójimo y hacer de mi lo que hoy día soy...lo logre viejos; esto es de ustedes y de nadie mas, los amo.

A mis hermanos Ivo y Hancy , por ser modelos a seguir, a mis abuelos ña Juana, Elba y Juan Molina, mis tíos, primas y demás familiares que de alguna manera fueron consecuentes conmigo, gracias.

A mi ilustre casa de estudio, la Universidad Central de Venezuela, por darme la oportunidad de compartir con tanta variedad de gente y ayudarme a vencer las sombras y obstáculos en todo este proceso, sin duda alguna la mejor universidad del mundo.

A nuestro tutor, Ricardo Alezones, por confiar en nosotros para la realización de este proyecto y brindarnos su amistad, sinceridad y sabios consejos para cualquier situación, además de aguantarse las llamadas con los horarios y momentos mas inapropiados, gracias profesor.

Al profesor Lenin González, por brindarnos su amistad y solidaridad en todas las etapas de este proyecto, además de aportar los comentarios más acertados y de igual manera contestar las llamadas más inapropiadas, gracias profesor.

A los profesores Paúl Romero, Víctor Padrón, Jose Peña, Rafael Falcón y Orlando Méndez, por su amistad y sabios consejos.

A mi compañero de tesis, Jose Leonardo León, por el apoyo en los momentos de ausencia y el espíritu guerrero para lograr esto, lo hicimos mi pana ¡, a Hildemaro, por su ayuda desinteresada y gran colaboración.

A mi novia, Mayling Carrasquel, fuerza inspiradora en el logro de esta meta y apoyo incondicional en este transitar, sin ti el recorrido no hubiese sido tan agradable, te amo.

A mis hermanos y compañeros de eterna lucha, Ricardo Gainza, Nelson Linares, Jose Penin (piolo), Orangel Hernández, Carlos Hernández, Milton Benedetti y Jose Leonardo (joe), quienes hicieron este camino más fácil y menos duro.

A mi gente del waterpolo, Gilberto Cáceres, Miguel Piña, Ricardo Alcina, puli, el portugués Daniel Dos Santos, Dani, Alejandro Lairisse y todos mis compañeros, que de una u otra forma han estado presentes.

Al Ministro del Deporte, Profesor Eduardo Álvarez, por su apoyo incondicional no solo en el deporte, sino también a nivel académico.

Y a todas aquellas personas que de una u otra forma fueron consecuentes conmigo y con este proyecto, a todos millones de gracias.

CAPÍTULO II: RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

2.- RASGOS GEOMORFOLOGICOS

2.1.- GENERALIDADES

La zona de estudio se encuentra ubicada entre las cartas topográficas 6745-III-NE-ALGARROBO y 6745-III-SE-PARAPARA, ambas en el estado Guarico, específicamente entre las coordenadas 1.069.075 y 1.087.425 Norte y 678.300 y 692.000 Este, abarcando un área de 266 km², dicha zona está caracterizada por relieve bajo, principalmente por unidades de colinas, donde la altura mínima es de 100 m.s.n.m. y la máxima es de 600 m.s.n.m. aproximadamente.

Las principales elevaciones del área están representadas de norte a sur por: Loma del Salto, Fila los Manares, Cerro Mamona, Fila La Florida, Topo Duarte y Fila Loarte respectivamente, ubicadas cada una de estas hacia el oeste de las cartas mencionadas anteriormente.

De acuerdo a las expresiones topográficas de la zona, se observan 2 unidades principalmente:

- Unidad de Colinas Orientadas (U1).
 - Sub-Unidad de Colinas Orientadas NE-SW (U1-A).
 - Sub-Unidad de Colinas Orientadas NW-SE (U1-B).
- Unidad de Colinas Aisladas y Lobuladas (U2).

En cuanto al drenaje, se destacan tres cuencas hidrográficas principales, la primera de estas se encuentra ubicada en la parte central de las cartas (6745-III-NE y 6745-III-SE), y tiene al río Parapara como drenaje principal, este fluye con una dirección general NW-SE y cuenta con la Quebrada “La Umarta” como su afluente secundario de mayor importancia, hacia el Sur-este se encuentra con el río “Paya”, y en este recibe a la quebrada “Caruata” como otro afluente secundario de gran importancia para el mismo, el patrón general del sistema de drenaje es ramificado.

La segunda cuenca hidrográfica se encuentra ubicada hacia el este de ambas cartas topográficas, el río “Chirguita” funge como drenaje principal de esta y fluye con dirección general NW-SE con dos cambios importantes de rumbo, sus afluentes secundarios mayores son las quebradas “Los Jobos” y “Grande”, el patrón general del sistema de drenaje es ramificado.

La tercera cuenca hidrográfica esta ubicada en parte meridional oeste de la zona de estudio y tiene como drenaje principal al río “San Antonio”, el cual fluye con dirección general NW-SE y presenta 2 cambios importantes de dirección, este recibe como afluente secundario mayor a la quebrada “Puepe” o también conocida como “Piritál”, y ambos poseen amplios cauces (ver anexos 1 y 2).

2.2.-UNIDADES TOPOGRÁFICAS

2.2.1.- UNIDAD DE COLINAS ORIENTADAS

Esta unidad abarca por completo la carta topográfica 6745-III-NE y la parte septentrional de la hoja 6745-III-SE, ocupando aproximadamente un 65 % de la zona de estudio, en donde los puntos de cota van desde los 250 m.s.n.m. hasta casi los 600 m.s.n.m., sus límites aproximados son los bordes de las cartas en el Norte, Este y Oeste, mientras que hacia el Sur sus límites son la “Fila Loarte”, “Topo Duarte”, la Finca Los Placeres y el pueblo de Parapara. Dentro de esta unidad se destacan dos sub-unidades de colinas, diferenciables entre ellas debido a su orientación, hallándose a un ángulo cercano a los 90° una de la otra.

2.2.1.1.- Sub-Unidad de Colinas Orientadas NE-SW(A)

Se encuentra ubicada en toda la franja oeste de la carta 6745-III-NE y parte de de la región septentrional oeste de la hoja 6745-III-SE, los principales altos topográficos están representados por: Fila los Manires, Loma del Salto, Cerro Mamonal, Topo Duarte, Fila la Florida y Fila Loarte respectivamente de norte a sur y esta limitada con la sub-unidad B mediante la quebrada “La Umarta” y el río “Parapara”.

Esta sub-unidad ocupa un área aproximada dentro de la unidad 1 de 40%, su principal característica es la orientación visible de sus altos topográficos con sentido general NE-SW, en cuanto a las pendientes se aprecian que las mismas son mucho mas pronunciadas con respecto a la sub-unidad b, exponiendo la ladera de mayor ángulo hacia el NW principalmente, la altura mínima es de 250 m.s.n.m. aproximadamente, mientras que la máxima es de casi 600 m.s.n.m.

La relación pendiente-litología-morfología, sugiere mayores espesores de areniscas en esta sub-unidad con respecto a la sub-unidad B, aumentando los mismos, posiblemente con un sentido Norte-Sur, también es visible un paralelismo casi perfecto entre los principales altos de la zona, por otra parte las terminaciones de las colinas hacia el norte se presentan mas lobuladas con estribaciones cerradas, al igual que hacia la parte meridional, mientras que en el centro de la misma, las terminaciones son mas angulosas y las estribaciones se encuentran mas separadas entre si, y no presentan una morfología determinada.

El drenaje por su parte, se encuentra dominado por la estratificación en general y adaptado a la misma, aunque en ciertas zonas este fluye perpendicular a dicha estratificación, como ocurre con la Fila “Los Manires” y la Fila “La Florida” observándose desadaptado en la zona referenciada, y su patrón general es de tipo ramificado.

2.2.1.2.- Sub-Unidad de Colinas Orientadas NW-SE (B)

Esta se encuentra ubicada en la zona centro-este de la hoja 6745-III-NE y parte de la zona septentrional de la carta 6745-III-SE, el área posee alturas que van desde los 250 m.s.n.m. hasta los 600 m.s.n.m. aproximadamente, sus limites con la sub-unidad A son la quebrada “La Umarta”, La Finca “Los Placeres”, el río “Parapara” y el pueblo de Parapara como tal.

La sub-unidad de B, ocupa el 60% de la unidad 1 aproximadamente, las colinas y elevaciones presentan orientación general preferencial NW-SE, las pendientes no son

tan pronunciadas como en la sub-unidad A, y las laderas tienden mas a lo simétrico que a lo asimétrico, hacia el este de la zona se observan lomas y colinas minoritarias con una pendiente de mayor grado de inclinación en sus laderas.

La relación pendiente-litología-morfologías, sugiere una disminución de los espesores en las areniscas y un aumento en los niveles arcillosos en la sub-unidad B, las terminaciones de las colinas y lomas son bastante homogéneas en cuanto a redondeado se refiere, a excepción de la zona centro-este de la carta 6745-III-NE, donde las estribaciones son un poco mas angulosas y están mas definidas y separadas entre si.

En cuanto al drenaje, el patrón es de tipo ramificado al igual que la sub-unidad A, pero con muchas mas ramificaciones que esta, se observa dominio de la estratificación sobre el drenaje y el mismo se encuentra bien adaptado.

2.2.2.- UNIDAD DE COLINAS AISLADAS Y LOBULADAS

Esta unidad se encuentra en toda la parte meridional de la hoja topográfica 6745-III-SE y parte de la zona septentrional de la carta 6745-III-NE, ocupando un 35% del área de estudio, y en donde la altura mínima es de 180 m.s.n.m. y la máxima es de 350 m.s.n.m., esta limita en el sur, este y oeste con los bordes de las cartas, mientras que en el norte limita con “Topo Duarte”, “Fila Loarte”, y el río “Parapara”.

La unidad presenta colinas aisladas de bajo relieve sin una orientación general especifica, con pendientes muy suaves y terminaciones bastantes lobuladas y onduladas, en cuanto al drenaje este se encuentra bien adaptado al relieve y presenta cauces bastante amplios con un patrón de drenaje ramificado.

Las unidades anteriormente descritas se aprecian en la figura 2.

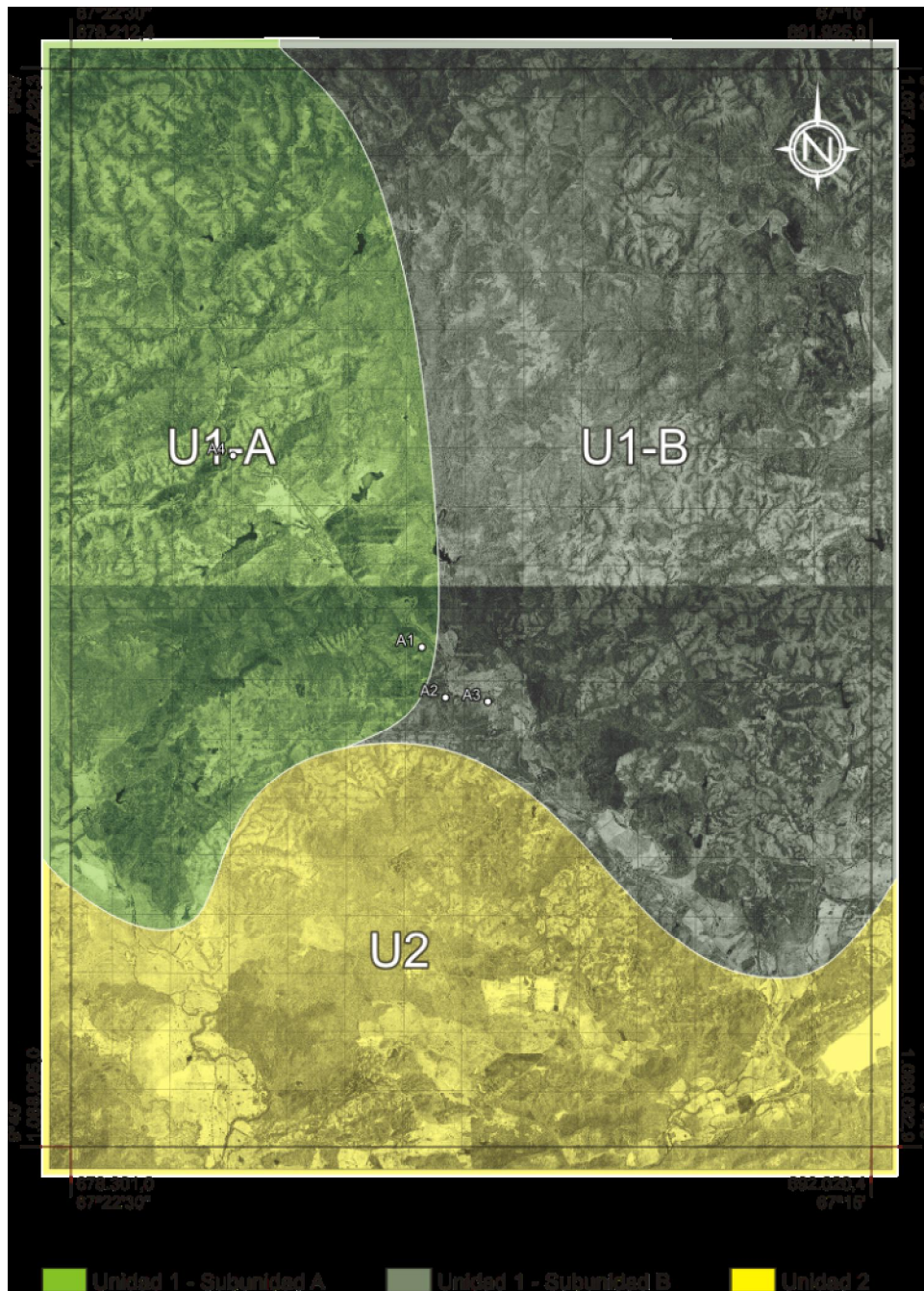


Figura 2. Croquis de la división de unidades topográficas de la zona de estudio, con base en los ortofotomapas de las cartas 6745-III-NE Y 6745-III-SE a escala 1:25.000.

2.3.- DRENAJE

La zona de estudio se encuentra ubicada en las hojas topográficas 6745-III-NE y 6745-III-SE, dentro de la misma existen tres cuencas hidrográficas las cuales fluyen aguas abajo con sentido general NW-SE, el patrón de drenaje predominante es de tipo ramificado y principalmente se encuentra dominado por la estratificación de la zona, a continuación se describen con mayor detalle cada una de estas, tomando en cuenta dirección aguas abajo, cambios importantes de rumbo y aspectos resaltantes en general de los mismos.

La cuenca principal ocupa un 50% de la zona estudiada en ambas cartas, tiene al río “Parapara” como drenaje primordial; este comienza su recorrido en dichas hojas en la zona centro-oeste de la carta 6745-III-NE, con dirección general NW-SE y realiza un recorrido aproximado de 20 Km., los cambios mas frecuentes de rumbo los realiza con dirección NE-SW aunque predomina su sentido inicial, dominan los segmentos rectos sobre los meandriformes, hacia la zona meridional Este de la hoja 6745-III-SE a 2 km del pueblo de Parapara aproximadamente, este se encuentra con el río “Paya” cambiando así, su nombre a el mismo.

La red de tributarios secundarios cuenta con la quebrada “La Umarta” como su principal afluente con un recorrido de 5 Km aproximadamente y donde ésta corre casi paralela al río principal, mientras que la mayoría lo intercepta de forma perpendicular, dicha red es de patrón ramificado y no es muy densa, los cauces tienden mas lo amplio que a lo estrecho.

La segunda cuenca hidrográfica se encuentra ubicada en toda la zona Este de la hoja topográfica 6745-III-NE, ocupando un 30% del área total de la zona de estudio, ésta cuenta con el río “Chirguita” como drenaje principal y el mismo comienza su recorrido en la parte Septentrional-Este con rumbo general NE-SW, se observan dos cambios importantes de dirección a SW-NE, es decir, en sentido contrario al inicial; el recorrido aproximado observado en la carta es de 10 Km, predominan los segmentos rectos ante los meandriformes.

La quebrada “Los Jobs” es el principal tributario del río “Chirguita”, su recorrido lo hace casi paralelo al drenaje principal con un recorrido aproximado de 5 Km, la red de tributarios es un poco mas densa que en el resto de la zona pero sin perder su patrón ramificado, los cauces se observan mas estrechos e interceptan a los drenajes primarios casi perpendicular a estos.

El río “San Antonio” funge como drenaje primordial de la tercera cuenca hidrográfica, la cual se encuentra ubicada en la zona Meridional-Oeste de la hoja 6745-III-SE, ocupando un 20% del área total de la zona de estudio, el mismo comienza su recorrido en la parte central del borde oeste de la carta antes mencionada, con una dirección general NW-SE, se observan dos cambios importantes en su rumbo a NE-SW, su trayectoria es de 9 Km aproximadamente, se observan segmentos rectilíneos y zonas de dominio meandriforme.

La quebrada “Puepe” o también llamada “Pirital” es el tributario secundario mayor, tiene un recorrido en la hoja de 4 Km aproximadamente, ésta fluye casi paralela al drenaje principal, la red secundaria de afluentes es simple y sus cauces son bastante amplios al igual que los primarios (ver anexo 1).

Las cuencas anteriormente descritas se aprecian en la figura 3.

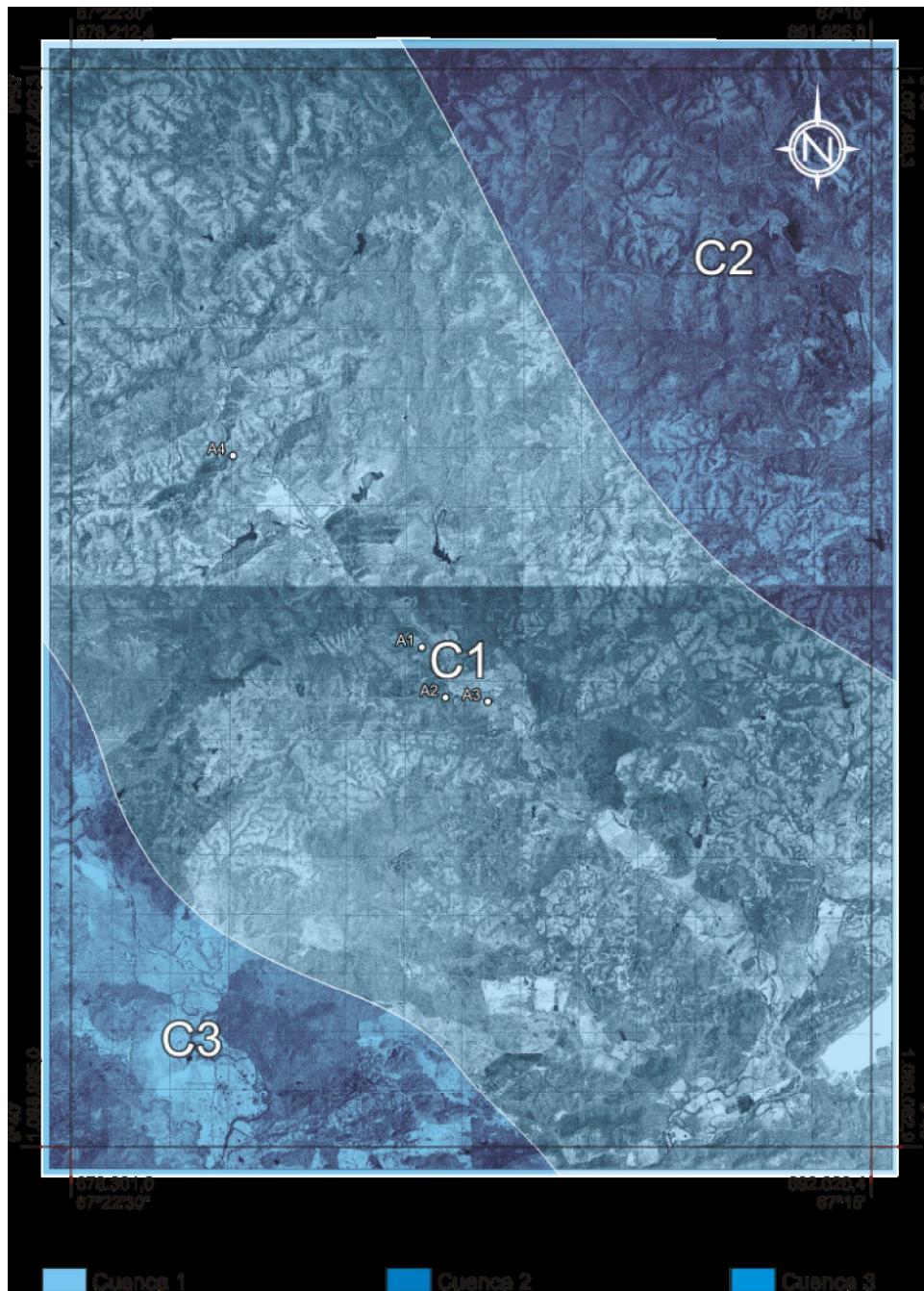


Figura 3. Croquis de la división de cuencas hidrográficas de la zona de estudio, con base en los ortofotomapas de las cartas 6745-III-NE Y 6745-III-SE a escala 1:25.000.

2.4.- ESTRUCTURAS

La zona estudiada esta comprendida dentro de la Serranía del Interior y a su vez, ubicada en el frente de corrimiento de la misma, siendo éstas las principales estructuras presentes y lo que supone un área bastante compleja en términos estructurales, con presencia de napas tectónicas que intercalan en superficie formaciones suprayacentes e infrayacentes.

Basados en el Mapa Geológico E7 de la “CREOLE PETROLEUM CORPORATION” (1950) en el área estudio se observa el dominio de un sistema secundario de fallas asociado a San Sebastián-El Pilar, donde existen dos familias predominantes, una con rumbo general E-W y otra con rumbo NE-SW.

Las estructuras anteriormente descritas se aprecian en la figura 4.

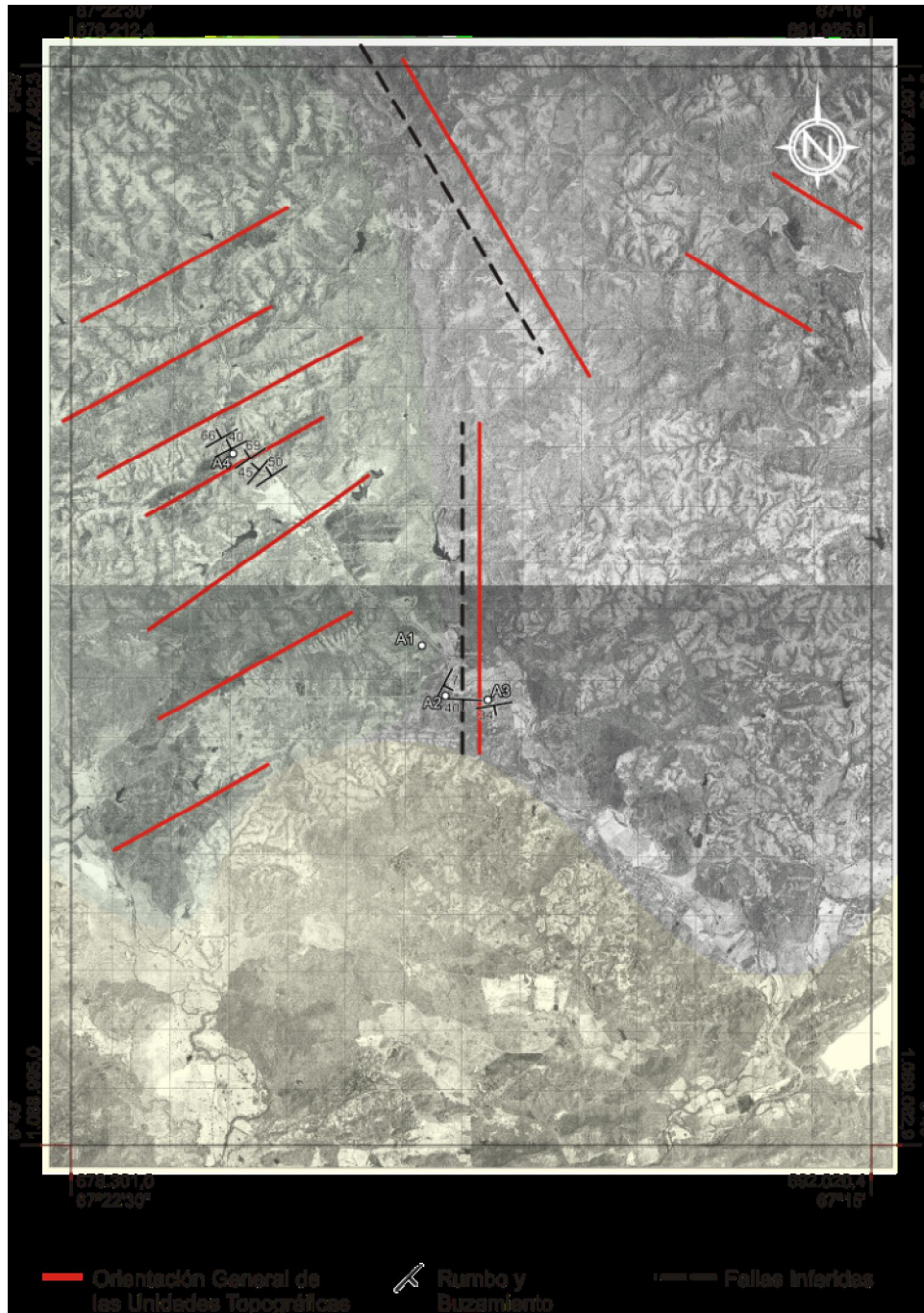


Figura 4. Croquis de la orientación de las unidades topográficas y estructuras interpretadas de la zona de estudio, con base en los ortofotomapas de las cartas 6745-III-NE Y 6745-III-SE a escala 1:25.000.

CAPÍTULO III:
CONSIDERACIONES TEÓRICAS DEL ANÁLISIS
MODAL

3.- CONSIDERACIONES TEÓRICAS DEL ANÁLISIS MODAL

Este trabajo se basa en el análisis detallado sobre la relación entre la composición de las arenas y sus áreas de procedencia.

Según SCASSO Y LIMARINO (1997), la composición se encuentra fuertemente influenciada por la naturaleza del área de aporte, aunque esto no quiera decir que sea el único factor a tomar en cuenta. Existen otros factores como el clima, el mecanismo agente, la distancia del transporte, la subsidencia de la cuenca y los procesos diagenéticos, que también influyen en la composición modal de las areniscas (DICKINSON Y SUCZEK, 1979; MACK, 1984; BASU, 1986; JHONSSON Y STALLARD, 1989; BLASI Y MANASSERO, 1989; MARSAGLIA E INGERSOLL, 1992; ESPEJO Y LÓPEZ GAMUNDI, 1994). Como consecuencia, las modas detríticas son la relación e interacción entre diversos factores, donde la procedencia se muestra como el más importante entre ellos.

Desde la década de los ochenta se han realizado gran cantidad de estudios relacionados a la definición de las rocas fuentes de los detritos con el objetivo de determinar el área de proveniencia de los detritos, el establecer los límites de las cuencas y estudiar la evolución de ambos parámetros durante el tiempo geológico. DICKINSON Y SUCZEK (1979) y DICKINSON Y VALLONI (1980) fueron los primeros autores en definir relaciones entre la composición modal de las areniscas y el emplazamiento tectónico de las áreas de aporte. Estos estudios cambiaron el patrón de estudio de las arenas y los estudios composicionales pasaron a ser una herramienta principal para la caracterización de las áreas de aporte y la evolución tectónica de diferentes tipos de cuencas y sus rellenos (ZUFFA *et al.* 1995).

3.1.- LA COMPOSICIÓN Y EL TAMAÑO DE GRANO

Al disminuir el tamaño de grano de las areniscas los fragmentos líticos se van descomponiendo en sus componentes monominerales, lo cual produce un aumento en la relación fragmentos minerales/fragmentos de rocas (tabla 2), esto produce una seria limitación al momento de realizar estudios de procedencia, ya que esto causa diferencias

importantes, según el tamaño de grano, en las modas detríticas que se derivan de la misma área (OKADA, 1967, 1970; ODOM ET AL. , 1976; INGERSOLL ET AL. , 1984; ZUFFA, 1985). OKADA (1967) ejemplificó lo anteriormente mencionado a través de un diagrama QFLT (Cuarzo-Feldespatos-Líticos Totales) (figura 5), donde graficó las modas detríticas correspondientes a diferentes ciclos turbidíticos. OKADA (1967) aclaró que de la base hacia el tope de los bancos arenosos, además de producirse una disminución progresiva en el tamaño de grano, también se observaban variaciones en la composición detrítica (figura 5). Por lo tanto, cada ciclo turbidítico corresponde a una misma área de aporte y la diferencia composicional no reflejan cambios de origen, sino variaciones en el tamaño de los granos de las rocas estudiadas.

Tabla 2. Efecto del tamaño de grano sobre las modas detríticas. Se observa cómo desde el tamaño guija, hasta la arena fina, un fragmento lítico hipotético va desagregándose en sus componentes minerales, aumentando así la relación minerales-fragmentos líticos. Tomado y modificado de SCASSO & LIMARINO (1997).

	GUIJA	ARENISCA GRUESA	ARENISCA MEDIANA	ARENISCA FINA	
Litología		Sabulita	Arenisca gruesa	Arenisca mediana	Arenisca fina
Granito					
Peñita					
Volcanita					
Gneiss					
Arenisca media					
Caliza					

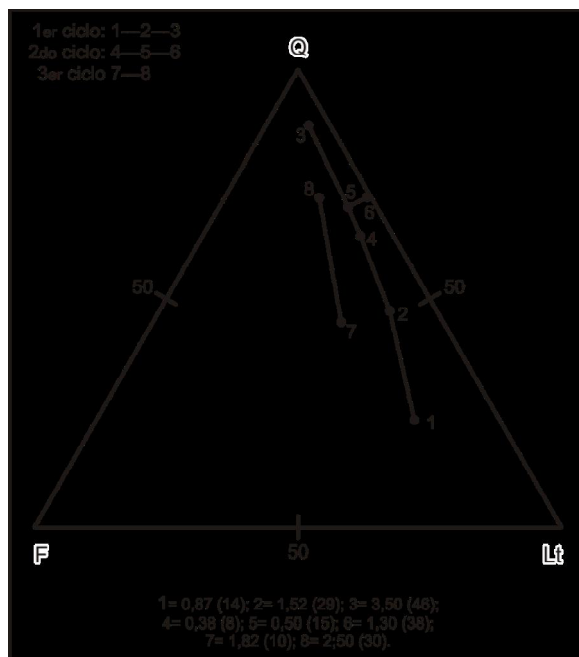


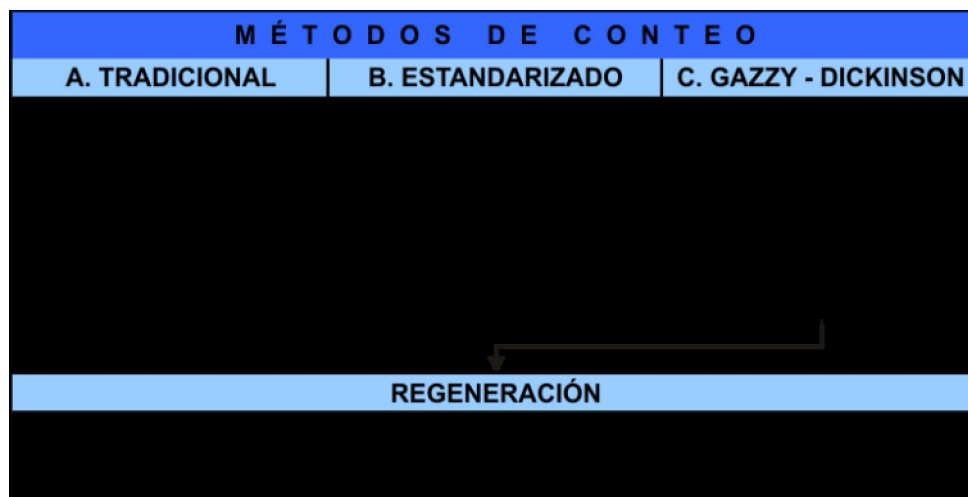
Figura 5. Control de la granulometría sobre las modas detríticas. Se observa cómo la composición modal varía con el diámetro medio de las areniscas, dentro de un mismo ciclo turbidítico (Modificado de OKADA, 1970). Los números representan las medias y los valores entre paréntesis el porcentaje de matriz. Sólo tres ciclos turbidíticos de los originalmente citados por Okada son citados en el triángulo.

Debido a esta limitación se estandarizó a areniscas gruesas el tamaño de grano de las areniscas utilizadas en los estudios de procedencia. Esta propuesta aún presentaba diversas limitaciones. Primero, no todas las unidades cuentan con un suficiente número de bancos de areniscas gruesas, distribuidas en diferentes niveles estratigráficos, como para permitir realizar estudios representativos de las áreas de procedencia. Segundo, dentro de las areniscas gruesas también se pueden encontrar clastos de arena media y fina por lo cual éstos no servirían al momento de realizar el conteo. Y como tercero no todas las rocas generan clastos de arena gruesa (las partículas se liberan en tamaños arena media o fina), por lo que estas unidades no se encontrarían representadas en los estudios composicionales (SCASSO Y LIMARINO, 1997).

Debido a las dificultades señaladas, el método mas apropiado para minimizar el efecto de la granulometría consiste en estandarizar todas las muestras al tamaño arena

fina. Esto se logra mediante el denominado método de Gazzy-Dickinson, que cuenta como fragmento monomineral a todo cristal mayor a 62 micrones (aunque se encuentre conformando un fragmento lítico). En esencia el método separa a aquellos fragmentos de roca de “grano grueso” (diámetro de los cristales mayor al limite arena-limo) de los de grano fino (representados mayormente por pelitas, pastas de volcánitas, etc.). Los primeros son expresados durante los conteos como sus componentes monominerales, mientras que los segundos como fragmentos de roca. La conveniencia del uso del método Gazzy-Dickinson (tabla 3) ha sido analizada por INGERSOLL et al. (1980) y ZUFFA (1985) entre otros. En ambos trabajos se concluye que se logra una más exacta caracterización de las áreas de aporte mediante la utilización de esta técnica.

Tabla 3. Síntesis de las metodologías empleadas para la obtención de modas detríticas en secciones delgadas. Tomado y modificado de SCASSO & LIMARINO (1997).



Recientemente, y como complemento del método Gazzy-Dickinson, han comenzado a ser utilizados diagramas de regeneración de modas detríticas (véase DE ROSA *et al.*, 1986; CRITELLI & LE PERA, 1994; CRITELLI & INGERSOLL, 1995). En estos esquemas los cristales mayores a 62 micrones pertenecientes a fragmentos líticos (que

fueran contados como monominerales), son reagrupados y utilizados en diagramas específicos.

3.2.- COMPONENTES MODALES

Existen distintos límites de esquemas que emplean diferentes componentes modales presentándose, en la mayoría de éstos, cómo componentes esenciales el cuarzo, feldespatos y los líticos.

DICKINSON & SUCZEK (1979), INGERSOLL & SUCZEK (1979), DICKINSON *et al.* (1983) y MAYNARD *et al.* (1982) entre otros ha intentado agrupar los componentes modales en tres ordenes cómo se muestra en la tabla 4. Los de primer orden son cuarzo total (Qt), feldespatos (f) y fragmentos líticos totales (Lt). Los de segundo orden (tabla 3) derivan de divisiones efectuadas dentro de los de primer orden. El cuarzo total es dividido en mono (Qm) y policristalino (Qp), los feldespatos en potásicos (k) y plagioclasas (p) y los fragmentos líticos en volcánicos (Lv), plutónicos (Lp), metamórficos (Lm) y sedimentarios (Ls). En lo que respecta a la distinción entre Qm y QP, se basa en el número de cristales de cuarzo que presenta el clasto. De esta manera los clastos de cuarzo monocristalinos están formados por un único cristal, mientras que los policristalinos por dos o más cristales. Como fragmentos de chert, cuarcitas u otros tipos de rocas cuarzosas de grano fino presentan un carácter más estable frente al resto de los fragmentos líticos, han sido incluidas en la categoría de cuarzo policristalino (SCASSO Y LIMARINO, 1997).

Tabla 4. Agrupamiento de los componentes modales para los estudios de modas detríticas. 1: puede resultar importante establecer órdenes de alteración, 2: en ocasiones es conveniente especificar el tipo mineralógico (p.e. microclino, ortosa, etc.), 3: si fuera el caso distinguir entre fragmentos neo y paleovolcánicos, 4: los líticos plutónicos rara vez como tales en el tamaño arena, 5: los clastos de caliza con frecuencia excluidos de los conteos. Tomado y modificado de SCASSO & LIMARINO (1997).

O R D E N					
1		2		3	
Q(t)	Cuarzo total	Qm	Cuarzo monocristalino	Qmr	Con extinción relámpago.
				Qmo	Con extinción ondulosa.

		Qp	Cuarzo policristalino	Qp1	Con hasta 3 subgranos.
				Qp2	Con hasta 5 subgranos.
				Qp3	Más de 5 subgranos.
F	Feldespato	K	Feldespato potásico (1-2)	Kh	Homogénea.
				Kp	Pertítico.
Kg	Con textura gráfica.				
Ks	Con simplectitas o intercrecimiento.				
		P	Plagioclasa (1-2)	Ph	Homogénea.
				Pm	Maclada.
				Pz	Zonada.
				Pp	Con antipertitas.
				Ps	Con simplectitas o intercrecimiento.
Li	Fragmentos líticos inestables	Lv	Líticos volcánicos (3)	Lvf	Con textura felsítica.
				Lvg	Contextura granofírica.
				Lvw	Con textura vítrea.
				Lvm	Con textura microlítica.
				Lvg	Con textura intergranular.
		Lp	Líticos plutónicos (4)	Lpa	Ácidos.
				Lpm	Mesosilícicos.
				Lpb	Básicos.
		Lm	Líticos metamórficos	Lmb	Esquistos de bajo grado.
				Lmm	Grado mediano.
				Lma	Alto grado.
		Ls	Líticos sedimentarios	Lss	Areniscas.
				Lsp	Pelitas.
Lsc	Calizas (5).				

Según DICKINSON Y SUCZEK, (1979) es obvia la importancia de la división de los feldespatos, ya que ofrecen importante información acerca de las áreas de proveniencia, por ejemplo, el microclino es indicador de un aporte plutónico; y que la

relación K/P ha sido empleada como un índice de aporte plutónico versus volcánico. Por otro lado, la proporción de moléculas de albita, anortita y ortosa en los feldespatos fue empleada para la caracterización de las áreas de aporte (TREVENA & NASH, 1981).

En el caso de los fragmentos líticos, varios autores han demostrado la conveniencia de separar fragmentos de rocas volcánicas derivadas de volcanismo acompañadas del ciclo sedimentario (fragmentos neovolcánicos), de aquellos correspondientes a ciclos magmáticos anteriores (paleovolcánicos, véase, ZUFFA, 1980; DE ROSA *et al.*, 1986; CRITELLI E INGERSOLL, 1995). Sin embargo, no es fácil distinguir estos dos tipos de fragmentos y principalmente el grado de alteración del clasto que se observa en la petrografía es la característica que define uno del otro. ZUFFA (1980, 1985) y SCASSO Y DEL RÍO (1987) han efectuado consideraciones sobre los criterios a emplear para distinguir entre ambos tipos de componentes.

Siguiendo en el segundo orden, los fragmentos líticos plutónicos pocas veces se encuentran presentes en el tamaño arena, debido a que en esta granulometría ya se han separado en sus componentes minerales, similar consideración puede hacerse para rocas metamórficas de alto grado (SCASSO Y LIMARINO, 1997).

Diferentes autores han utilizado los componentes de segundo orden en distintos diagramas de caracterización para inferir acerca de la tectónica, las variaciones verticales del relleno de la cuenca y la paleoclimática de secuencias continentales; estos autores son DICKINSON & SUCZEK (1979), MARSAGLIA & INGERSOLL (1992), CRITELLI & INGERSOLL (1995), COX & LOWE (1995) y SUTTNER *et al.* (1981), BASU (1986), SUTTNER & DUTTA (1986) respectivamente.

Finalmente, los componentes de tercer orden corresponden a divisiones efectuadas sobre la base de rasgos particulares que presentan los de segundo orden. Este tipo de componente depende principalmente de las características de la secuencia analizada y de los objetivos del trabajo. En la tabla 4, BASU *et al.* (1975) y GIRTY *et al.* (1988) subdividieron el cuarzo monocristalino de acuerdo a su extinción, rectilínea u ondulatoria, lo cual puede resultar útil para distinguir aportes de metamórficas de bajo

grado, alto grado y plutónicas. Otros elementos que pueden resultar de gran ayuda al momento de inferir acerca de las áreas fuentes son la euhedralidad de granos y tipos de inclusiones. Para el caso de los cristales de cuarzo policristalino el número de subgranos que presente cada clasto diferencia las tres (3) subclases propuestas por el primer autor, lo que a menudo permite separar fragmentos de chert de los de cuarcitas y rocas intensamente milionitizadas.

GILL (1981) y LUNDBERG (1991) utilizaron razonamientos similares para subdividir los feldespatos potásicos en homogéneos, con textura perítica, gráfica o distintos tipos de simplectitas (en algunos casos frecuentes en rocas metamórficas); y las plagioclasas, utilizando estas últimas para caracterizar distintos tipos de aporte magmático.

3.3.- MODAS DETRÍTICAS Y PROCEDENCIA: FUNDAMENTOS

DICKINSON & SUCZEK (1979), a través de la compilación de un gran número de datos composicionales, tanto arenas marinas como continentales depositadas en diferentes ambientes tectónicos, fueron los primeros en intentar caracterizar a través de diagramas triangulares la naturaleza de las áreas de aporte de acuerdo a su ubicación en las placas tectónicas. Estos diagramas triangulares están compuestos por tres componentes recalculados a partir de las modas detríticas; estos son:

1. Fragmentos de cuarzo, incluyendo el cuarzo total (Qt), monocristalino (Qm) y policristalino (Qp),
2. Feldespatos, referidos como feldespatos totales (F), plagioclasas (P) y feldespatos potásicos (K) y
3. Fragmentos líticos, divididos en líticos totales inestables (Li), de volcánitas o meta volcánitas (Lv) y de sedimentitas o meta-sedimentitas (Ls).

Como complemento fue también considerada la cantidad de líticos totales (Lt), la que incluye a los líticos inestables totales (Li) mas la proporción de líticos cuarzosos estables referidos como (Qp).

DICKINSON & SUCZEK (1979) propusieron, en base a los tres componentes anteriormente descritos, dos diagramas triangulares que incluyen a la totalidad de granos arriba considerada. El diagrama QFL (figura 3 izquierda) reúne en su vértice superior a todos los fragmentos cuarzosos (mono + policristalino), donde la estabilidad mineral es la característica más importante la cual permite reconocer tres campos principales:

1. Proveniencia de bloques continentales,
2. De orógenos reciclados,
3. De arcos magmáticos.

Un segundo diagrama Qm-F-Lt (figura 6) suma el cuarzo policristalino a los líticos inestables lo cual cambia el vértice derecho en líticos totales, y reconoce los mismos campos arriba señalados, aunque mejorando la definición del área de orógenos reciclados y teniendo la granulometría como característica principal de las rocas que componen el área fuente.

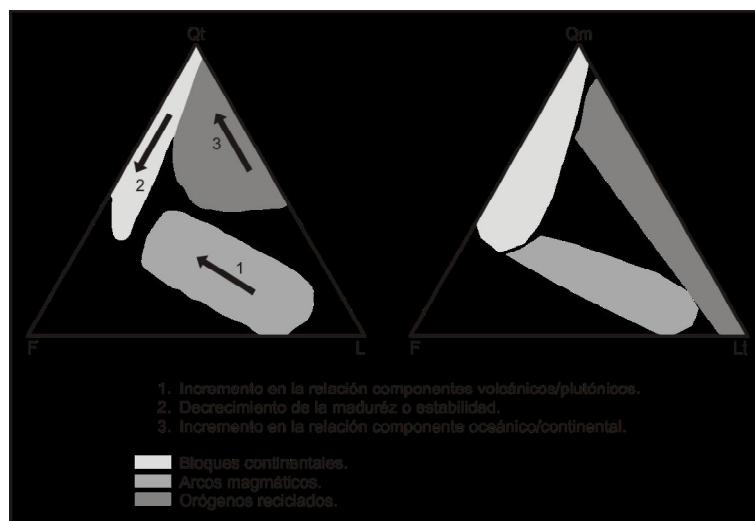


Figura 6. Triángulos de caracterización de las áreas tectónicas de aporte, propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979). Qt: cuarzo total, F: feldspatos, L: fragmentos líticos inestables, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: fragmentos líticos totales.

Es importante mencionar las limitaciones que presentan los diagramas anteriormente descritos. Como número uno se tiene que las modas detríticas graficadas sólo se refieren a aquellas areniscas con un porcentaje de matriz más cemento menor al 25%. El objetivo de esta limitación es excluir las arenitas en donde la alteración diagenética de clastos inestables pudo haber producido la formación de proporciones importantes de pseudos matriz, dando lugar a modificaciones en las modas detríticas y dificultar el reconocimiento de los componentes originales. De igual manera en aquellos casos donde el cemento reemplazó una parte importante de la fracción clástica o donde areniscas muestran proporciones de porosidad secundaria significativas (figura 7).

DICKINSON *et al.* (1983) reelaboró los diagramas presentados por él y SUCZEK en 1979 (figura 8), los cuales son los utilizados en la actualidad. La diferencia radica en que en el nuevo modelo la proveniencia de bloques continentales ha sido dividida en tres campos:

1. Interior cratónico,
2. Continental transicional y

3. Basamento elevado.

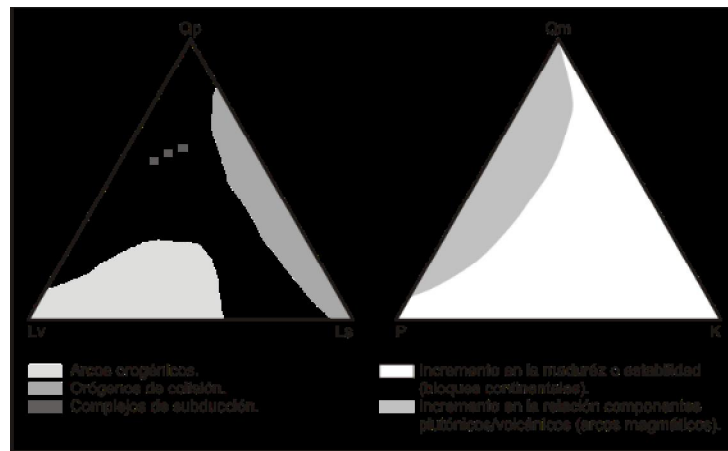


Figura 7. Triángulos secundarios de caracterización de áreas tectónicas de aporte propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979). La zona sombreada del triángulo Qm-P-K representa las modas detríticas obtenidas por DICKINSON & SUCZEK (1979). Qp: cuarzo policristalino, Lv: fragmentos líticos volcánicos, Ls: fragmentos líticos sedimentarios, Qm: cuarzo monocristalino, P: plagioclasas, K: Feldespatos potásicos.

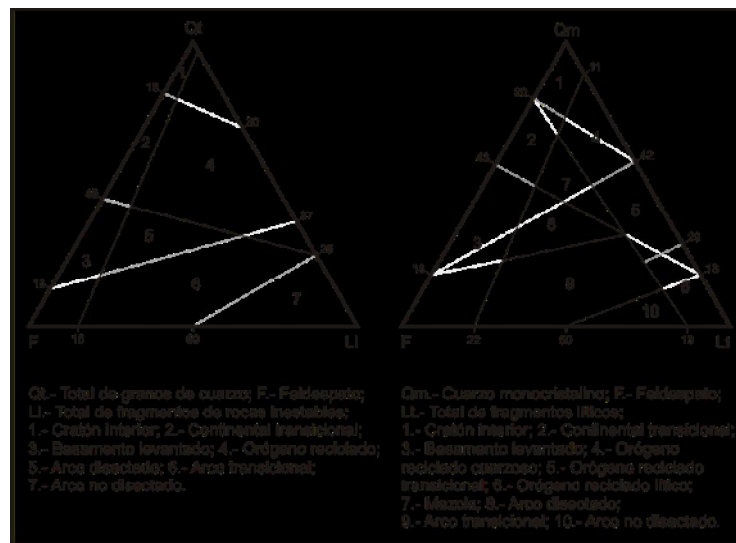


Figura 8. Diagramas de discriminación de áreas de aporte propuestos por DICKINSON et al. (1983). Qt: cuarzo total, F: feldespatos, Li: fragmentos líticos inestables, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: fragmentos líticos totales.

Las areniscas cuarzosas se relacionan con el sector de interior cratónico siendo básicamente el resultado de la erosión de rocas graníticas o gnéicas. Gracias a la mayor resistencia de cuarzo monocristalino a los procesos de meteorización y erosión

DICKINSON (1985) señaló una alta relación cuarzo monocristalino/policristalino en estas areniscas. A su vez, en el campo de interior cratónico las areniscas generalmente muestran mayor proporción de feldespato potásico que de plagioclasa, diferenciándose así de las arenas derivadas de arcos magmáticos (SCASSO Y LIMARINO, 1997).

El campo de basamento elevado presenta como característica principal las arenitas cuarzo-feldespáticas. Generalmente muestran bajos porcentajes de fragmentos líticos y cuarzos policristalinos. Este campo está asociado a rocas metamórficas de alto grado o graníticas, ascendidos tectónicamente fuera de un contexto de interior cratónico. En las primeras etapas de la evolución del rift suele apreciarse este tipo de marco donde las cuencas son controladas por fallamiento transformante y también frente a la faja plegada y corrida de cuencas ante país (SCASSO Y LIMARINO, 1997).

En la práctica la composición promedio de este tipo de arenas tiende a mostrar mayor o igual proporción de cuarzo que de feldespato, aunque en el campo la característica de las areniscas muestre altos porcentajes de feldespatos. Esto es consecuencia de la composición de las áreas fuentes y de la resistencia a la meteorización-erosión del cuarzo.

El aporte que se relaciona con áreas de márgenes activos tiene como proveniencia arcos magmáticos (zonas de subducción) y se desarrollan tanto en corteza oceánica como continental. Cuando el arco volcánico aún no ha sido cortado, la erosión de las secuencias volcánicas produce arenas con elevados porcentajes de líticos volcánicos, con mayor proporción de plagioclasas que de feldespato potásico (cuando el magmatismo es de naturaleza mesosilícica o básica) y bajas proporciones de cuarzo (especialmente monocristalino). El corte del arco (o erosión) al cesar el volcanismo, o cuando la tasa de erosión es mayor que la de apilamiento volcánico, la cantidad de feldespatos y cuarzo aumenta el deterioro de fragmentos líticos, lo cual produce el corrimiento a los campos de los arcos cortados. Las modas detríticas evolucionan a areniscas cuarzo-feldespáticas que presentan características similares a las del campo de

basamento elevado, cuando el corte ha sido lo suficientemente intenso como para eliminar las raíces graníticas del arco magmático.

De acuerdo a los resultados mostrados por estudios realizados por YERINO & MAYNARD (1984) en donde compararon arenas cuaternarias correspondientes a arcos magmáticos con segmentos inactivos y activos; los primeros segmentos presentan arenas mucho más cuarzo- feldespáticas que los segundos, gracias al corte del arco por la falta de actividad volcánica. Como consecuencia se observa un aumento en la proporción de fragmentos líticos en los segmentos con volcanismo activo (figura 9), mientras que en los segmentos inactivos se observa una disminución de los fragmentos líticos, reemplazados por clastos de cuarzo y feldespatos.

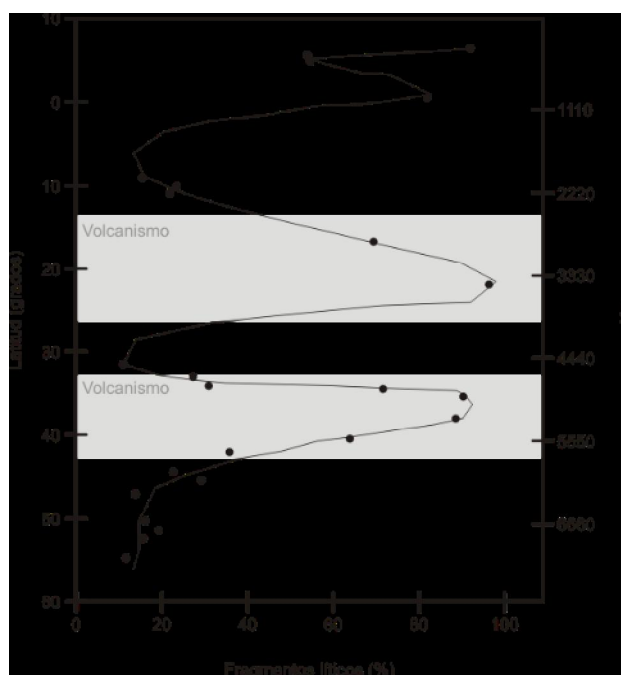


Figura 9. Variación de la proporción de fragmentos líticos a lo largo del margen pacífico de América del Sur. Se observa cómo las áreas con actividad volcánica (barras sombreadas) muestran mayor porcentaje de líticos. Tomado y modificado de YERINO & MAYNARD (1984).

MARSAGLIA E INGERSOLL (1992), realizaron un estudio acerca de la naturaleza de las modas detríticas correspondientes a diferentes tipos de arcos magmáticos en diferentes arenas muestreadas a lo largo del margen pacífico y de la zona caribeana. Una

vez representados los puntos en el triángulo de DICKINSON et al. (1983) obtuvieron que efectivamente el área de aporte era de arco magmático. En adición los autores separaron cuatro grupos de proveniencia dentro del ambiente de arco, utilizando distintos tipos de diagramas terciarios (figura 10) El primer grupo resulta extremadamente pobres en cuarzo ($Q < 5\%$) y ricos en fragmentos líticos ($Li > 75\%$); este grupo corresponde a arenas derivadas de arcos intraoceánicos.

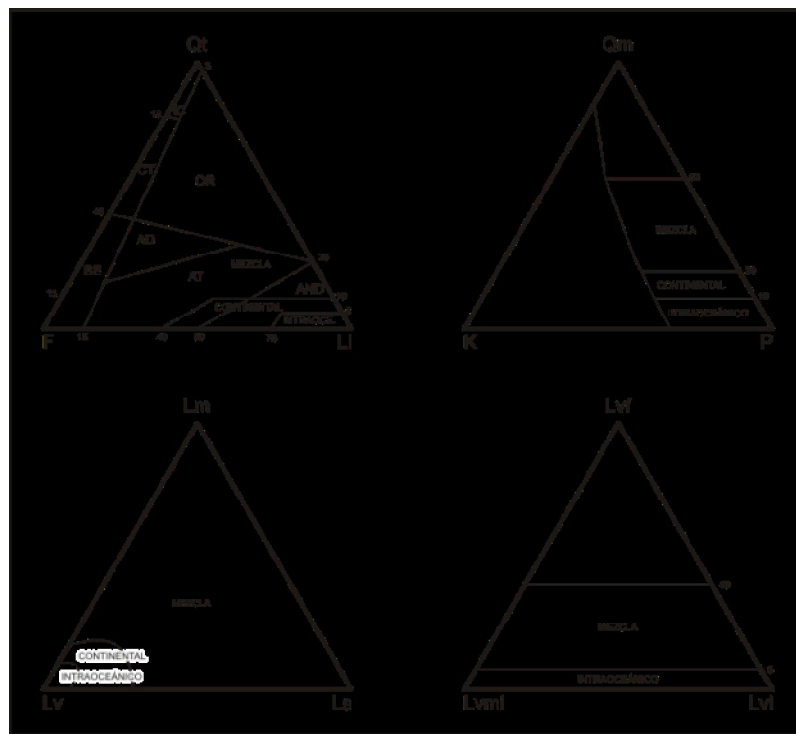


Figura 10. Diagramas propuestos por Marsaglia & Ingersoll (1992) para caracterizar cuatro grupos de aportes magmáticos correspondientes a arcos intraoceánicos, continentales, puntos triples y fallas transformantes (los dos últimos representados en el campo de "mezcla"). IC: interior cratónico, CT: continental transicional, BE: basamento elevado, OR: erógeno reciclado, AD: arco magmático disectado, AT: parcialmente disectado, AND: no disectado, Qt: cuarzo total, F: feldspatos totales, Li: fragmentos líticos inestables, Qm: cuarzo monocristalino, K: feldspatos potásicos, P: plagioclasas, Lm: fragmentos líticos metamórficos, Lv: fragmentos líticos volcánicos, Ls: fragmentos líticos sedimentarios, Lvf: fragmentos líticos volcánicos con textura felsítica, Lvmi: microlítica, Lvl: vítrea.

El segundo grupo se refiere a arcos magmáticos continentales donde la relación de feldespatos potásicos es mayor a la relación de plagioclasas (cuarzo-feldespáticos) y presentan una población importante de líticos.

En cuanto al tercer y cuarto grupo, puntos triples y fallas transformantes respectivamente, muestran una considerable superposición de modas detríticas, resultando ambas mucho más cuarzo-feldespáticas que las anteriores y con una proporción de líticos altamente variable.

DICKINSON (1985), estudió el campo de orógenos reciclados. Las areniscas procedentes de éste tipo de orógenos muestra una amplia participación de fragmentos líticos (principalmente pelitas, chert, pizarras, filitas, areniscas muy finas al igual que diferentes tipos de esquistos. De igual manera, las rocas muestran una baja proporción de feldespatos y un muy variable contenido de cuarzo (5 a 85%) con frecuencia policristalino.

Varios autores han estudiado los aportes de áreas orogénicas, entre éstos se encuentran MACK (1981), SCHWAB (1981), MACK et al. (1983), DICKINSON et al., 1983, DECELLES (1986), entre otros. De sus estudios se puede concluir que existen dos asociaciones principales de erógenos reciclados. Una que presenta un alto porcentaje de cuarzo monocristalino ($Q_m > L_t$), el cual generalmente es derivado de la erosión de erógenos reciclados cuarzosos (sedimentitas y leptometamorfitas). Aquí generalmente la proporción de feldespatos potásicos es superior a la de plagioclasas y la cantidad de fragmentos líticos volcánicos es relativamente pequeña. Por otra parte los erógenos reciclados líticos muestran un $L_t > Q_m$; que la relación feldespato potásico/plagioclasa es muy variable y puede haber importante participación de líticos volcánicos. Es bastante frecuente que existan aportes de arcos magmáticos y erógenos reciclados, sobre todo cuando la evolución de la falla orogénica involucró volcanismo activo (SCASSO, 1987, 1989; CRITELLI E INGERSOLL, 1994).

Los cambios de modas detríticas no siempre reflejan variaciones en las áreas de aportes. DICKINSON *et al.* (1983) representaron en su triángulo Qm-F-Lt (figura 5) un

campo de mezcla, que generalmente resulta de la introducción mecánica de material correspondiente a diferentes áreas de aporte. A pesar de lo mencionado, ésta no es la única situación en la que las modas detríticas pueden quedar incluidas en este campo. Tanto las variaciones composicionales dentro de la columna estratigráfica de una misma área de aporte, como el efecto climático (eliminación selectiva de componentes clásticos), pueden ocasionar el corrimiento en las modas hacia la zona de mezcla.

3.4.- MODAS DETRÍTICAS Y CUENCAS SEDIMENTARIAS

Es indiscutible la existencia de una relación directa entre el tipo de cuenca y la composición modal de las arenas. De esta manera MAYNARD et al. (1982) relacionaron las modas detríticas a diferentes tipos de cuencas, donde incluyen márgenes pasivos, márgenes activos, cuencas vinculadas a zonas de fallas transformantes y cuencas de antearco (figura 13 izquierda).

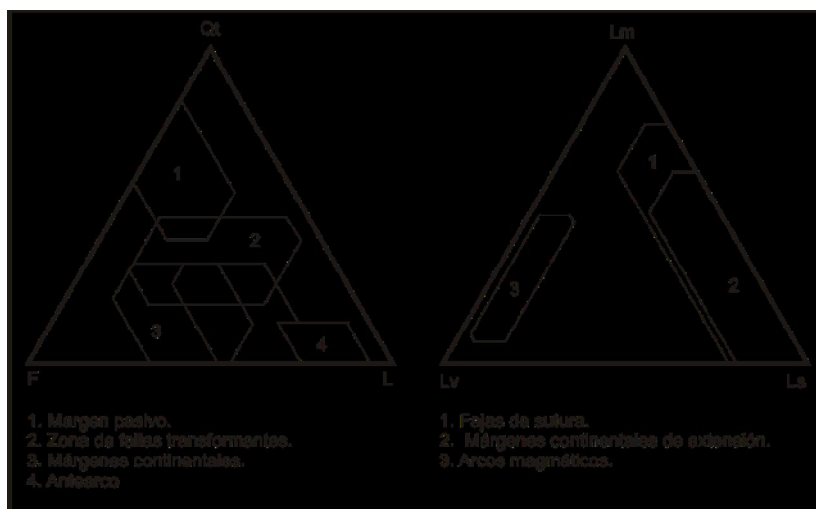


Figura 11. Modas detríticas vinculadas a diferentes tipos de cuencas. Diagrama izquierda según MAYNARD et al. (1982), diagrama derecha según INGERSOLL & SUCZEK (1979).

Sin embargo existen varias limitaciones al momento de asumir que una determinada moda detrítica es característica de un tipo particular de cuenca. Como número uno, las características de las áreas de aporte no reflejan necesariamente el

marco tectónico actual de la cuenca. Un ejemplo de esta situación son arcos magmáticos antiguos que han sufrido escasa disección en el pasado y se encuentran tectónicamente exhumados en la actualidad y sujetos a la erosión. En este tipo de situación la abundancia de fragmentos líticos volcánicos podría llevar a realizar conclusiones erróneas sobre el tipo de cuenca desarrollada en el presente.

Por otra parte existe la limitación producida por la perturbación gracias al clima, la distancia de transporte, los mecanismos y la diagénesis.

Finalmente, la configuración paleogeográfica de las áreas depositacionales pueden controlar fuertemente la dispersión de sedimentos y los patrones composicionales (LUCCHI, 1985).

VALLONI (1985), presentó una propuesta intermedia entre las propuestas que ponen el acento en la procedencia (DICKINSON Y SUCZEK, 1979) y las que lo hacen en el tipo de cuenca sedimentaria (C.F MAYNARD et. Al., 1982). Estos diagramas fueron contruidos para “proveniencias de primer orden” (*first order provenances*, FOP, VALLONI 1985:321), esto es para modas que reflejan la interacción entre placas a escala regional (las de segundo orden reflejan una escala local) (figura 12).

De cualquier manera se hace evidente que el reconocer un tipo de cuenca sedimentaria depende más de un conocimiento geológico integral que de solamente la composición modal de las areniscas. Esto no quiere decir que no sean importantes las modas detríticas en la caracterización de las áreas de aporte y en el estudio de la evolución del relleno sedimentario.

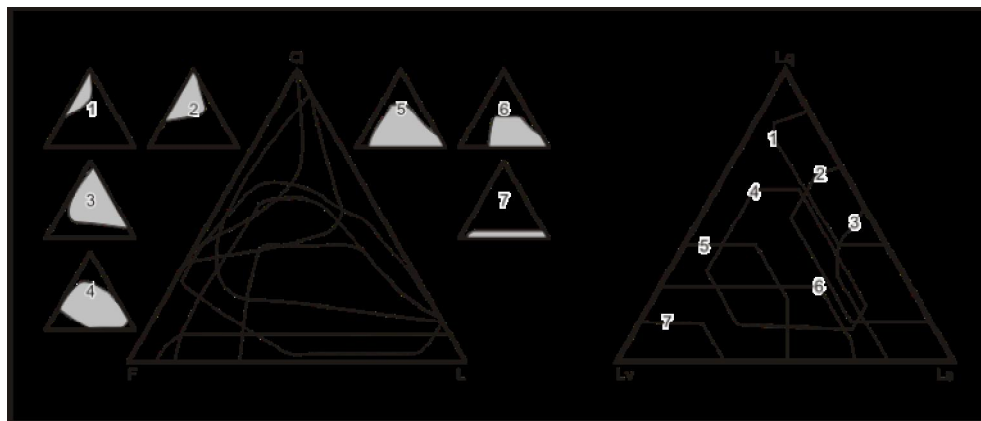


Figura 12. Diagrama de caracterización composicional de las áreas de proveniencia de primer orden. Tomado y modificado de VALLONI (1985). Q: Cuarzo, F: Feldespatos, L: fragmentos líticos, Lq: Líticos cuarzosos, Lv: líticos volcánicos, Ls: líticos sedimentarios y metasedimentarios. Obsérvese la importante superposición de modas que ocurre al utilizar las proporciones de Q-F-L (izquierda), por el contrario cuando se emplean componentes más discriminativos como Lq-Lv-Ls (derecha) los campos de distintas áreas de proveniencia pueden ser mejor separados. Los números indican las diferentes áreas de proveniencia. 1: basamento cratónico, 2: basamento acresionado, 3: fajas plegadas y corridas, 4: áreas móviles de interacción entre placas, 5: arcos continentales, 6: arcos oceánicos, 7: archipiélagos.

3.5.- PROCEDENCIA A PARTIR DEL ESTUDIO DE MINERALES PESADOS

Básicamente se presume que una determinada asociación de minerales pesados indica una correlativa paragénesis mineral representada en la roca fuente. Ya que el número de minerales pesados en areniscas es menor a una veintena, se halla una diversidad suficientemente grande como para que se identifiquen las diferentes “suites”, que caracterizan a distintas rocas madres.

Entre las limitaciones que presenta este método se tiene principalmente que el número de individuos muy bajo, generalmente menos del 2%, lo que limita el margen de certidumbre de los resultados (especialmente en secuencias antiguas).

Por otro lado algunos procesos de meteorización (especialmente los químicos) y transporte tienden a eliminar ciertos componentes, y en adición a esto, la diagénesis actúa sobre los minerales pesados acelerando su disolución y reemplazo. Generalmente persisten los minerales mas estables, como el circón, turmalina, rutilo y granate (c.f. SMALE Y MORTON, 1987).

A pesar de estas limitaciones el estudio de las modas detríticas de pesados puede ser una herramienta importante para la determinación de la proveniencia de secuencias siempre y cuando hayan sufrido escasa diagénesis y meteorización.

Hay que destacar que HISCOTT (1979) ha demostrado que contenidos apreciables de cromitas puede ser un buen indicador de la existencia de ofiolitas en el área fuente.

3.6.- ESCALA DE MUESTREO

La escala de muestreo ejerce una influencia importante en el significado geológico de las modas detríticas. Facies representativas de aportes locales como abanicos aluviales, conos de eyección, etc., solo reflejan elementos morfogenéticos locales, por lo tanto, cuando las arenas son muestreadas en este tipo de facies, la composición de éstas no muestra necesariamente las características tectónicas del área fuente.

DICKINSON & VALLONI (1986), postularon que cuando la distancia de transporte de las areniscas ha sido de centenas (o miles) de kilómetros pueden ser alcanzados resultados regionalmente representativos. Esta distancia aseguraría que los distintos elementos geológicos que componen el área fuente se mezclen, lo que permite que se pueda caracterizar regionalmente la misma.

Como se definió con anterioridad las proveniencias de primer orden (FOP) son capaces de reflejar las características tectónicas de las áreas de aporte a escala de interacción entre placas. Por su parte las proveniencias de segundo orden representan zonas de aporte de menor importancia regional.

En la figura 13 (Ia e Ib) se muestran las áreas correspondientes al primer orden, conos de eyección, abanicos aluviales y sistemas muy cercanos de drenaje. Por su parte los elementos de segundo orden (IIa y IIb) corresponden a sistemas fluviales que fluyen

por macizos rocosos, mientras que los de tercer orden (IIIa y IIIb) son grandes ríos, sus deltas y los sistemas costeros asociados.

Según INGERSOLL *et al.* (1993), a pesar de que en algunos tipos de cuencas (como las de arcos magmáticos y cuencas antepaís y debido a su homogeneidad litológica) utilizando unidades de muestreo de primer y segundo orden pueden obtenerse resultados satisfactorios el entorno tectónico de las áreas de proveniencia, son los elementos de tercer orden los ventajosos para predecir con certeza el entorno mencionado.

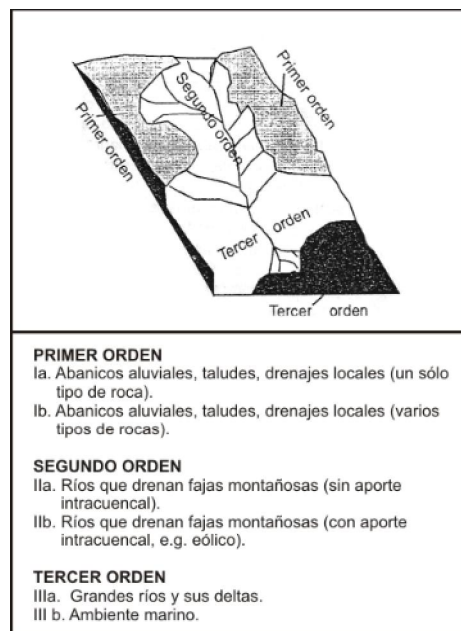


Figura 13. Escala jerárquica de las unidades de muestreo de acuerdo a INGERSOLL *et al.* (1993).

Por ende hay que destacar la importancia de la escala de muestreo para la valoración correcta del significado geológico de los resultados obtenidos en estudios de procedencia.

3.7.- CONTROL DEL TRANSPORTE SOBRE LAS MODAS DETRÍTICAS

Se conoce con bastante certeza que dependiendo del mecanismo de transporte los fragmentos líticos se desagregan y destruyen con mayor o menor intensidad.

Por ejemplo el ambiente eólico es poco eficiente en la eliminación de fragmentos líticos, si los comparamos con sistemas fluviales y marinos (figura 14) (ITO & MASUDA 1986).

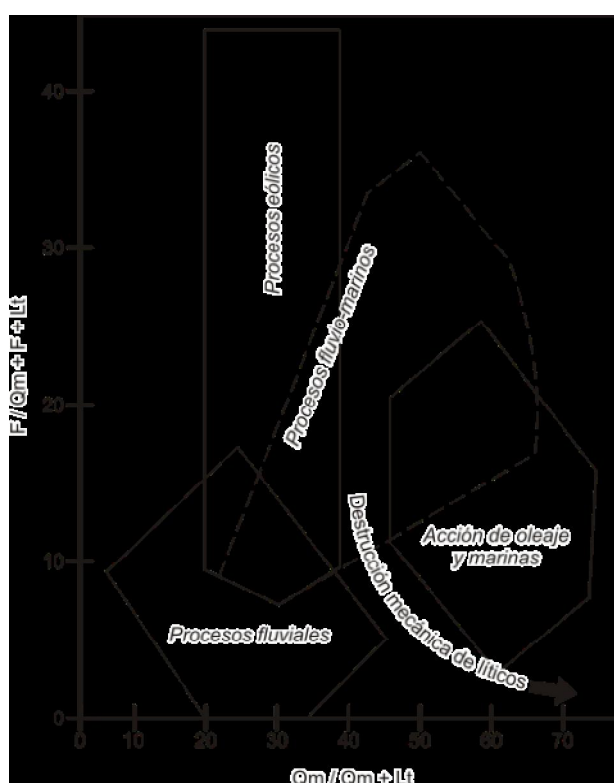


Figura 14. Composición de la arena plio-pleistocena de la paleo-bahía de Tokio, donde se observa cómo a pesar de mostrar una misma área de proveniencia, ocurren importantes cambios depositacionales según los ambientes y mecanismos de deposición. Tomado y modificado de ITO & MASUDA (1986). Qm: Cuarzo monocristalino, F: Feldespatos, Lt: fragmentos líticos totales.

Estudios realizados sobre el impacto de la abrasión en líticos y feldespatos tanto en ambientes marinos como fluviales, muestran modas más cuarzosas para ambientes marinos que para los fluviales, lo que indica, que los fragmentos de rocas son más

delicados a la abrasión, mientras que los feldespatos no registraron diferencias significativas.

Los resultados obtenidos por estudios hechos por distintos autores acerca del efecto de la abrasión fluvial y de la meteorización química sobre las modas detríticas pueden resumirse así:

- El principal factor que incrementa la madurez mineralógica de las arenas aguas abajo es la ruptura mecánica de los granos (en especial fragmentos líticos).
- La meteorización química actuaría principalmente en granos de arena fina y es solo importante en ambientes de planicie de inundación.
- La ruptura mecánica de granos es directamente proporcional al incremento en el ángulo de la pendiente.
- Existe una menor desagregación de los líticos en ríos de baja pendiente.

Por su parte la madurez mineralógica de las arenas es proporcional a la distancia del transporte.

3.8.- CLIMA Y MODAS DETRÍTICAS

Los climas relativamente áridos favorecen la preservación de líticos y minerales poco estables (YOUNG *et al.*, 1975; BASU, 1986). Por su parte en condiciones tropicales, la meteorización química es importante y elimina rápidamente fragmentos inestables y genera areniscas cuarzosas.

Estudios hechos por SUTTNER *et al.* (1981) acerca sobre la influencia del clima sobre las modas detríticas para distintos tipos de área fuente dan como resultado dos tipos de regimenes climáticos; el primero se da en zonas sumamente húmedas y templadas, donde las precipitaciones medias anuales están alrededor de los 1200 mms. El segundo es el encontrado en zonas semiáridas, donde las precipitaciones medias están cerca de los 370 mms.

Para los siguientes tipos de rocas, ígneas plutónicas, metamórficas de bajo grado y metamórficas de alto grado, se observa un incremento de cuarzo/feldespatos + fragmentos líticos en condiciones húmedas.

En la figura 15, se observan los triángulos propuestos por SUTTNER *et al.* (1981) donde se muestra el efecto del clima sobre las modas detríticas de areniscas luego de haber sufrido un corto transporte.

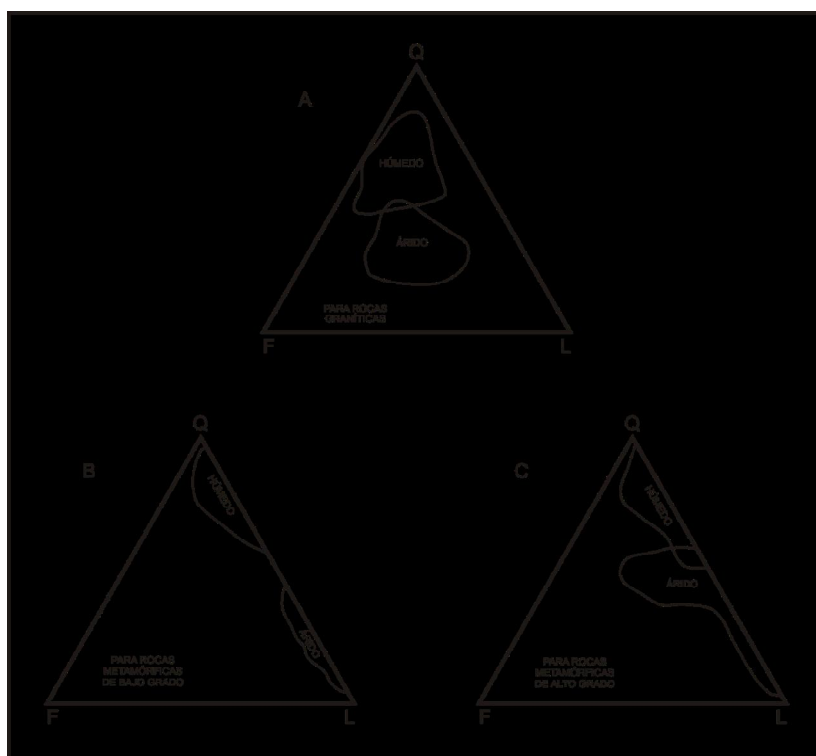


Figura 15. Triángulos propuestos por Suttner *et al.* (1981), donde se muestra el efecto del clima sobre las diferentes modas detríticas de areniscas luego de haber sufrido un breve transporte. A.- rocas ígneas plutónicas, B.-metamórficas de bajo grado y C.-metamórficas de alto grado (modificado y sintetizado de Suttner et al., 1981).

POTTER (1986), realizó trabajos de suma importancia sobre el factor climático y del relieve-transporte en los estudios de procedencia a escala regional. El autor estudió la composición modal de las arenas de playa de Suramérica, donde reconoció cinco petrofacies. Las modas detríticas del margen pasivo sur americano resultaron ser

bastante semejantes con el sector patagónico argentino. Ambas de estas regiones se encuentran en el campo de aportes de arcos magmáticos disectados parcialmente. Es contradictorio que el margen pasivo atlántico parezca un margen activo por su composición. Esta contradicción podría explicarse a través del resultado de la interacción clima-distancia de transporte, en donde el clima semiárido de la Patagonia ha permitido la conservación de un número relativamente alto de fragmentos líticos llevados por drenajes desde la cordillera y depositados luego de haber sufrido un transporte moderado en el margen atlántico. (POTTER 1986).

3.9.- PROCEDENCIA SOBRE LA BASE DE INDICADORES MINERALÓGICOS

El conteo de determinados componentes mineralógicos, que gracias a sus características pueden ser asociados a un tipo de roca madre, también resulta como un método alternativo a la hora de determinar la proveniencia de las arenas. Sin embargo hay que destacar que este tipo de análisis se encuentra más enfocado en diferenciar tipos de roca fuente que a caracterizar el régimen tectónico de las áreas de aporte.

Uno de los minerales más utilizados como indicador de proveniencia es el cuarzo, por lo que distintos autores han estudiado a fondo las distintas características de este mineral.

Unas de las características de mayor importancia para los estudios de proveniencia son la policristalinidad y la ondulatoriedad del mineral. La técnica consiste en separar cuarzo con extinción ondulatoria y recta y por otro lado, establecer el tipo de policristalinidad. BASU et al. (1975) establecieron el límite entre cuarzo ondulatorio y recto en 5°.

En la figura 16 se diferencian entre dos tipos básicos de fragmentos policristalinos:

- Donde existe un número pequeño de subgranos (hasta 3).
- Donde hay un número alto (mayor a 3).

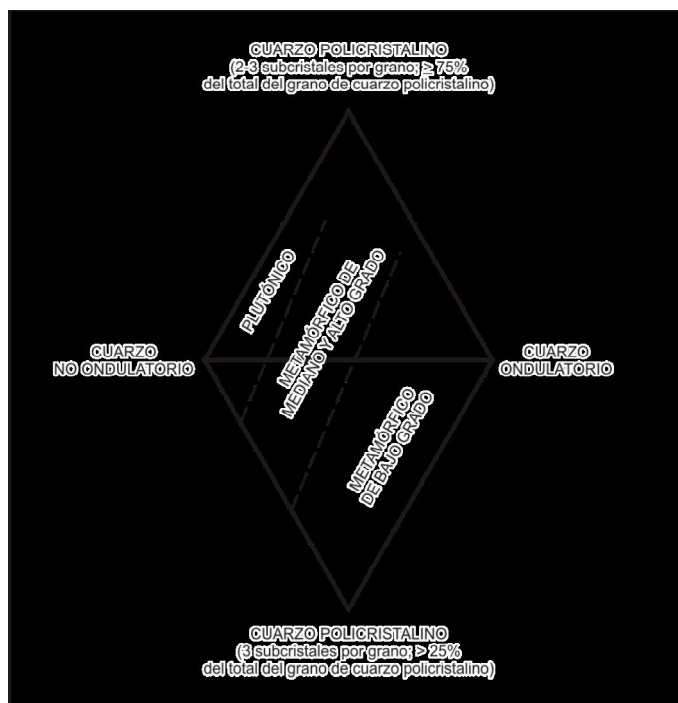


Figura 16. Diagrama de discriminación entre áreas de proveniencia plutónica, metamórfica de bajo grado y de alto grado utilizando el tipo de policristalinidad y ondulatoriedad del cuarzo (modificado de Basu et al., 1975).

3.10.- DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

Las arenas son los sedimentos detríticos más utilizados en estudios de procedencia, ya que se originan como partículas sólidas que se desprenden de la roca pero a la vez son lo suficientemente pequeñas como para observar una muestra considerable de granos en una sola lámina delgada. En cambio, para estudiar la composición de los fragmentos del tamaño de gravas, se requiere de un mayor volumen de sedimento colectado y un número mucho mayor de observaciones.

La ventaja de las areniscas es que conservan la composición y textura original cuando están formadas por fragmentos líticos, a pesar del transporte y de los procesos diagenéticos estos están casi inalterados, además de que guardan información sobre la

roca de la cual se derivaron. Las características texturales (tamaño y forma de grano, entre otras) permiten determinar la madurez del sedimento original.

Se entiende como madurez el grado de abrasión y/o de transporte, que se refleja en una mayor esfericidad en los sedimentos conforme son acarreados mayores distancias. Es importante tomar en consideración que el grado de madurez puede alterar la interpretación de la composición total de la roca, ya que los fragmentos menos resistentes se desintegran antes del depósito o se transforman, originando un incremento aparente en el porcentaje de los granos más resistentes (por ejemplo: cuarzo). El porcentaje relativo de granos minerales y líticos (que son aquellas partículas mayores a 0.0625 mms de diámetro), con respecto al porcentaje de matriz y/o cementante, también aporta información sobre la composición y origen de las areniscas.

Los sedimentos con alto porcentaje de matriz (vacas) no permiten una buena determinación de la naturaleza de la roca fuente, ya que contienen pocos granos lo suficientemente grandes para identificar su composición por medio de la petrografía. Por estas razones, las areniscas inmaduras a medianamente maduras, con poco porcentaje de matriz, poco reemplazamiento o alteración post-depósito, y de granos de tamaño medio son ideales para estudios de procedencia ya que su composición va a depender principalmente de la naturaleza de la fuente, y del ambiente tectónico de origen y de depósito. Cabe mencionar que recientemente se han propuesto técnicas petrográficas para las fracciones finas de las areniscas o en rocas de grano más fino como limonitas y lutitas (BANGS & BASU, 1994).

Los análisis petrográficos cualitativos y cuantitativos son fundamentales para la determinación de la procedencia. El análisis cualitativo consiste en una observación cuidadosa y detallada de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos tanto monominerales como poliminerales y, si se conocen los límites de la cuenca, la comparación petrográfica directa de las muestras de las rocas circundantes y los fragmentos líticos colectados en el área de depósito permite definir con precisión la procedencia de los sedimentos.

El método petrográfico más utilizado para determinar cuantitativamente la composición de los granos de arena, es el conteo de estos en el microscopio, utilizando una la platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y). En esta técnica se registra por cada punto la composición del grano localizado en el centro de la retícula. Dependiendo de los objetivos del conteo de partículas es la metodología empleada y sus restricciones, por ejemplo se puede considerar solo un tamaño de grano, solo contar las partículas o también la matriz y cementante, o bien granos de una sola composición. El análisis cuantitativo incluye el cálculo estadístico del número de granos de una cierta composición, o bien del porcentaje de área que estos ocupan en comparación con el área total de la lámina delgada. En la última década se han utilizado también nuevas técnicas analíticas, por ejemplo la cátodo-luminiscencia y los analizadores de imágenes con el fin de obtener mayor información sobre la composición y origen de los fragmentos de roca y minerales que se analizan.

Algunos petrógrafos consideran que la composición varía según el tamaño del grano. Por ejemplo para DECKER & HELMOLD (1985) los fragmentos líticos son más difíciles de preservar en rocas de grano fino y en la fracción gruesa está más enriquecida en fragmentos líticos. Es por esta razón que algunos petrógrafos evalúan la procedencia de sedimentos con base en análisis modales de diferentes fracciones de granos del tamaño de la arena, cuantificando fragmentos líticos, minerales accesorios, cuarzo y feldespatos para cada una (Basu, 1976; Mack y Suttner, 1977; Suttner et al., 1981). Esto implica una dependencia del tamaño de grano en la definición de la procedencia si se aplica este método.

Por otro lado, otros autores proponen que la diferencia del tamaño de las partículas no influye grandemente en el resultado final del análisis modal. Para evitar este tipo de incertidumbres, en la mayoría de los análisis modales se utilizan los criterios establecidos por GAZZI (1966) y DICKINSON (1970). Estos autores sugieren clasificar a las partículas del tamaño de arena que se encuentran dentro de un fragmento de roca como partículas monocristalinas. A este método se le denomina de Gazzi-Dickinson

(INGERSOLL *et al.*, 1984). Como ejemplo de estos criterios tenemos el caso de un fragmento metamórfico que está formado en un 90% de una retícula de cristales grandes de cuarzo y solamente un 10% de un mosaico de grano muy fino de cuarzo y mica. Por los métodos propuestos por BASU (1976), MACK & SUTTNER (1977), SUTTNER *et al.* (1981) el total del fragmento se clasifica como fragmento metamórfico. En cambio, por el método de Gazzi-Dickinson, se consideran los cristales de cuarzo como cuarzo monocristalino, y solamente 10% de dicho fragmento se clasifica como lítico. En el caso de que el grano se disgregara en partículas de menor tamaño por efecto del transporte, el resultado final del conteo se mantendría 90% cuarzo monocristalino y 10% lítico metamórfico. Lo que hace de este método el más independiente del tamaño del grano. Los mismos autores proponen que partículas menores a 0.0625 mms de diámetro no deben ser incluidas en el conteo de puntos.

CAPÍTULO IV: ASPECTOS GEOLÓGICOS

4.- ASPECTOS GEOLÓGICOS

4.1.- ASPECTOS REGIONALES

4.1.1.- GENERALIDADES

La cuenca oriental de Venezuela se extiende hacia el sur del país hasta encontrarse con el río Orinoco (HEDBERG, 1950). Este es un tipo de cuenca antepaís que tuvo su desarrollo en el periodo Neógeno en el margen pasivo del cratón de Sur América en el Mesozoico Tardío.

Según el González de Juana *et al.*, (1980) la Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra ubicada en la región centro-este del país, entre la zona de coordenadas: 8°-11° de latitud norte y 61°-66° de longitud oeste, esta consiste en una depresión estructural que comprende los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas, además de la extensión meridional del estado Sucre y el estado Delta Amacuro, prolongándose mar adentro hacia la plataforma Deltana y el sur de Trinidad.

Esta cuenca se encuentra limitada al norte por el cinturón móvil de la Serranía del Interior Central y Oriental, al sur el borde septentrional de las rocas precámbricas del Cratón de Guayana, al este se extiende hasta la plataforma Deltana y al oeste la limita el levantamiento de El Baúl. La Cuenca Oriental de Venezuela posee 800Km de longitud aproximadamente en sentido este-oeste, un promedio de 200 Km de ancho de norte a sur y un área total aproximada de 165.000 Km² de superficie, por lo cual representa la cuenca con mayor extensión superficial de nuestro país.

La Cuenca Oriental de Venezuela tiene forma asimétrica, donde el flanco sur se encuentra ligeramente inclinado hacia el norte y el flanco norte como tal se halla más tectonizado y con buzamientos mayores, este se conecta a la zona plegada y fallada que constituye el flanco meridional de las cordilleras que limitan la cuenca hacia el norte.

La cuenca se inclina hacia el este, de tal modo que su parte más profunda se encuentra al noreste, hacia Trinidad, donde se estima que pudieron acumularse unos 40.000 pies de sedimentos.

Basándose en sus características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas se subdivide en dos subcuencas: Subcuenca de Guárico al oeste (figura 17) y la Subcuenca de Maturín al este (figura 17). El límite que separa dichas subcuencas es el arco de Úrica, el cual estuvo activo en forma intermitente durante el período Mioceno-Holoceno. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Su importancia en cuanto a reservas petrolíferas es obvia, ya que en ellas se encuentran muchas de las acumulaciones comerciales más importantes y la Faja Petrolífera del Orinoco, la cual posee la mayor reserva de pesado en el mundo.

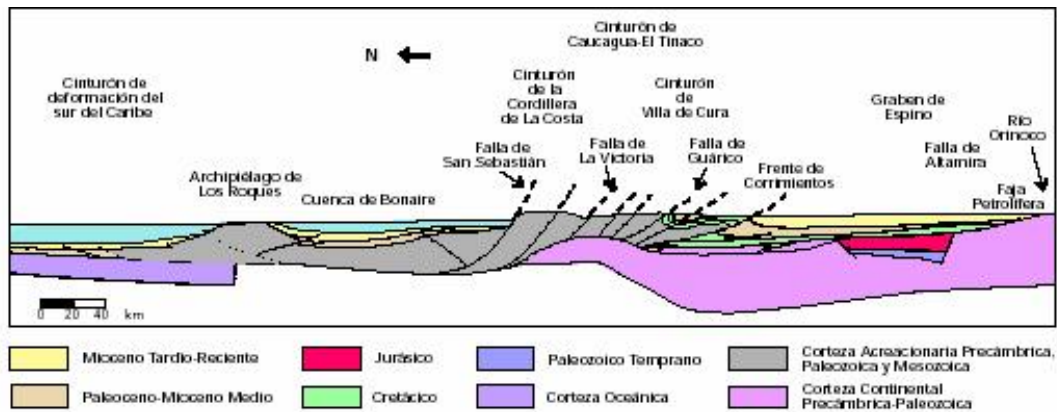


Figura 17. Corte geológico conceptual Norte-Sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el Río Orinoco (Tomado de YORIS & OSTOS 2004)

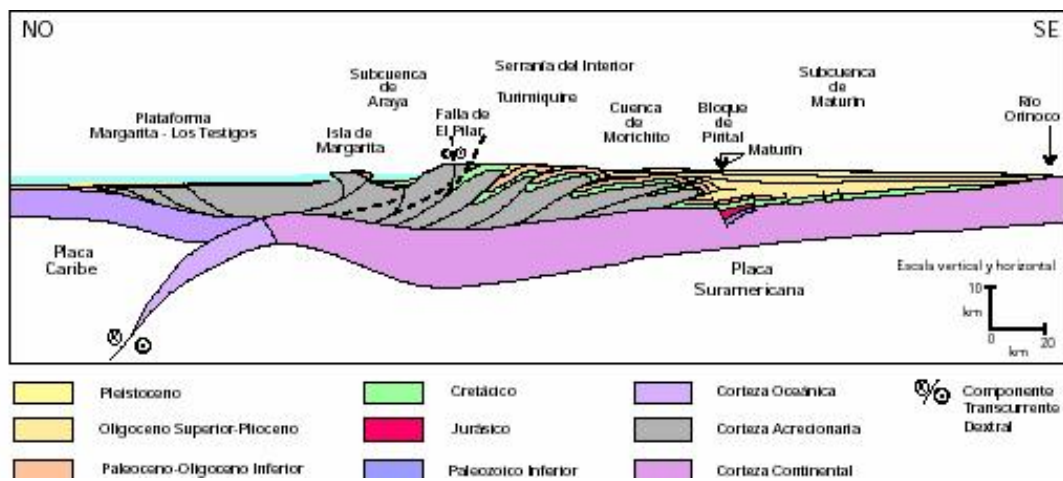


Figura 18. Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco. (Tomado de YORIS & OSTOS 2004)

4.1.2.- EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRAFICA

EVA *et al.*, (1989, en PARANAUD, *et al.*, 1995) indican que la evolución geodinámica de la cuenca puede ser dividida en cuatro episodios principales, los cuales son:

4.1.2.1.- Fase de la mega secuencia Pre-rifting

Esta fase se desarrolla en el periodo Paleozoico y está asociada con las Formaciones Carrizales y Hato Viejo de la subcuenca de Guárico, las cuales fueron depositadas en ambientes marinos costeros a neríticos. La secuencia encontrada al realizar perforaciones está compuesta principalmente de arenas de grano grueso, las cuales son ligeramente calcáreas y se encuentran intercaladas con conglomerados y lutitas verdes; STOVER (1967) dato la formación Carrizal como Devónico Tardío-Carbonífero Temprano, esta secuencia tiene un espesor que varía entre 3000 m y 5000 m.

4.1.2.2.- Fase de la mega secuencia Rifting

Esta fase se desarrolla durante el período Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, y esta directamente relacionado con la separación de Pangea, caracterizado por el fenómeno de “rifting” o expansión en dirección noreste-sureste de América del Norte con respecto a Gondwana (FEO CODECIDO *et al.*, 1984 en DI CROCE *et al.* 1995)(figura 19 a y b).Esta secuencia ha sido descrita como el oeste de la Formación La Quinta del área de estudio, en el Graben de Espino (HEDBERG, 1950; BARTOK, 1993). Esta formación, que fue depositada en ambiente continental, está compuesta principalmente de lutitas rojas con sills basálticos, además, esta megasecuencia es reconocida en semi-grabenés sismicamente, con un espesor cercano a los 3600m.

4.1.2.3.- Fase de la mega secuencia del Margen Pasivo

Según ERLICH & BARRETT (1990) el margen norte de América del Sur subsidió lo necesario para permitir la acumulación de 3 a 4 kilómetros de rocas clásticas predominantemente marinas, además la sección del Cretácico Temprano también contiene varios espesores de unidades carbonáticas. Esta fase se presenta entre el Jurásico-Tardío al Oligoceno, donde luego de la etapa de extensión, ocurre la fase de subsidencia del margen pasivo mencionada con anterioridad por ERLICH & BARRETT (1990) entre el Jurásico Tardío-Cretácico Tardío en el occidente de Venezuela y Jurásico-Oligoceno en el oriente. Hacia el Campaniense ocurre la etapa final de la expansión entre norte y Suramérica, y es cuando el arco de isla magmático de las proto-antillas mayores colisiona con el margen meridional de Norte América (Cuba Española) y septentrional de Suramérica (Venezuela).

Así mismo, el cinturón móvil de deformación transpresional, tiene un avance diacrónico a lo largo del borde septentrional de Suramérica, que va desde el Paleoceno Tardío hasta el Reciente ((PINDELL & BARRETT 1990, en DI CROCE *et al.* 1995) (figura 19).

Esta fase de megasecuencia de margen pasivo, según PARNAUD *et al*, (1995), se distinguen tres fases transgresivas primordiales, las cuales se desarrollan de norte a sur y culminaron durante el Turoniense, Paleoceno-Eoceno Temprano y Oligoceno, respectivamente.

La fase transgresiva inicial comienza con la depositación de las areniscas básicas de la Formación Barranquín. El máximo nivel transgresivo está marcado por la depositación de los carbonatos de plataforma, los cuales son diacrónicos en dirección Norte-Sur dentro de la cuenca. Esta transgresión es definida como una secuencia del Cretácico Medio. En el área del pilar hacia el norte, estas calizas corresponden al nivel superior de la formación Barranquín en el Barremiense y en el área más Sur, para el Albiense la Formación El Cantil. En el campo El Furrrial, estas calizas son de edad Aptiense-Turoniense y pertenecen a las formaciones El Cantil, Querecual y San Antonio. En la parte Sur de la cuenca estos estratos de calizas pertenecen a la Formación El Tigre e indican el máximo avance de la transgresión durante el Turoniense (figura 19).

Las principales rocas madres fueron depositadas durante esta fase transgresiva, estas corresponden a lutitas marinas ricas en materia orgánica depositadas en un ambiente batial entre el “Alto de Pirital” y “la Falla del Pilar” y facies orgánicas mixtas que ocurrieron en un ambiente de plataforma hacia el Sur, entre el “Alto de Pirital” y el frente de deformación. Estas rocas corresponden a las formaciones Querecual y San Antonio de edad Cenomaniense-Campaniense y son equivalentes con la depositación de los carbonatos de plataforma hacia el sur.

Es importante destacar que durante el Cenomaniense Tardío – Turoniense Temprano ocurre un evento anóxico oceánico, en el cual los estratos marinos depositados presentan características geológicas y geoquímicas que indican que una parte significativa de los océanos a nivel mundial fueron periódicamente deficientes en oxígeno. Estos estratos se caracterizan por la ausencia general de bioturbación, y abundancia de foraminíferos planctónicos y restos de radiolarios, aunque la ausencia de foraminíferos béticos, lo que confirma es la deficiencia de oxígeno en aguas marino

profundo (SCHLANGER *et. al.*, 1987, en ARREAZA, 2002). Parte de la Formación Querecual fue afectada por este evento.

El conjunto de transpresiones en el Oeste de Venezuela ocurrió durante el Eoceno Temprano – Medio (figura 19d) y progresivamente estas siguieron su trabajo afectando la región centro-oriental de Venezuela, durante el Oligoceno Tardío – Mioceno Medio (figura 19e). Durante el Paleoceno – Eoceno, la siguiente fase transgresiva seguida de la regresión Maastrichtiense se encuentra representada por la Formación San Juan. La trasgresión final que se desarrolla durante el Oligoceno se origina con la depositación de las areniscas básicas de la Formación Merecure, la cual fue depositada en un ambiente continental hacia la parte sur de la cuenca (área Cerro Negro) y en ambientes plataformales internos hacia la parte norte (afloramientos de la Serranía del Interior).

4.1.2.4.- Fase de la mega secuencia de Colisión Oblicua

La fase de la mega secuencia del margen pasivo terminó durante la época del Oligoceno, cuando fue interrumpida por la colisión de la Placa del Caribe contra la Placa Suramericana cambiando así a una cuenca de tipo antepaís. Esta colisión oblicua migró progresivamente hacia el este durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano. La colisión oblicua fue migrando progresivamente hacia el este durante el Oligoceno-Tardío al Mioceno-Temprano, dividiendo la cuenca ante-país en tres áreas: (1) Área Sur (de Cerro Negro hasta Oritupano), correspondiente a la zona de plataforma, (2) zona central (de Acema-Casma a pirital), correspondiente a la ante-fosa, y (3) un área norte (norte de la falla de Pirital) correspondiente al área de sobre empuje y levantamiento.

A partir del final del Albiense, se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste, la invasión marina que llegó a cubrir extensas zonas hacia el sur del país, las cuales se mantenían como áreas expuestas a la erosión desde finales del Jurásico o incluso desde finales del Paleozoico.

Esta invasión marina coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y ftanitas ricas en materia orgánica tanto en América como en Europa.

La deformación a lo largo de Venezuela nororiental continúa en el presente, probablemente como resultado del movimiento relativo de la Placa del Caribe hacia el este con respecto a la Placa Suramericana (ERLICH & BARRETT, 1990; PINDELL & BARRETT, 1990; PINDELL & DEWEY, 1991).

En Venezuela Norte-Central, los equivalentes de la Formación Mucaria pasan verticalmente a secuencias hemipelágicas y turbidíticas de la parte inferior de la Formación Guárico; hacia el este, las areniscas de ambiente batial de la Formación San Juan suprayacen a las ftanitas negras y areniscas de la Formación San Antonio; a su vez, a finales del Maastrichtiense (60-65 Ma.), la Formación San Juan pasa a las lutitas oscuras de la Formación Vidoño (Wec, 2000).

En Venezuela Norte-Central, dentro de las unidades de los frentes de corrimiento, posiblemente una parte del prisma de acreción del Arco de las Antillas se encuentra constituida por los sedimentos de la Formación Guárico (más los bloques de calizas y unidades más antiguas contenidos en los olistotromos) y que precedieron a los surcos diacrónicamente migrados hacia el sur y este del borde norte de la Placa Suramericana entre el Paleógeno y el Neógeno (WEC, 2000).

Al irse adentrando hacia el este la Placa Caribe, la influencia de los frentes de corrimiento se alejaba, produciendo la migración del surco de la Formación Guárico hacia el sur y desarrollando así los ambientes de surco de la Formación Roblecito de edad Eoceno Tardío a Oligoceno (?) (39-23 Ma); el diacronismo del peso del cinturón de corrimiento aplicado al borde norte del continente suramericano llevó a una migración hacia el este de la cuenca antepaís *foredeep* (STEPHAN *et al.*, 1985), dando muy probablemente como resultado un pulso de avance de clásticos arenosos, los cuales serían los equivalentes diacrónicos más antiguos de la Formación La Pascua. En el oeste, la secuencia más joven del margen pasivo de rocas sedimentarias es del Paleoceno, lo

cual nos indica eventos tectónicos tempranos en esa área. A pesar de esto en el este de Venezuela no se ha reconocido ninguna actividad tectónica evidenciada en rocas anteriores al Eoceno Tardío. Sin embargo, el *foredeep* también migra de norte a sur lo cual se relaciona con el amontonamiento de las unidades alóctonas causadas por la colisión de las placas (ROSSI, 1985; POTIÉ, 1989).

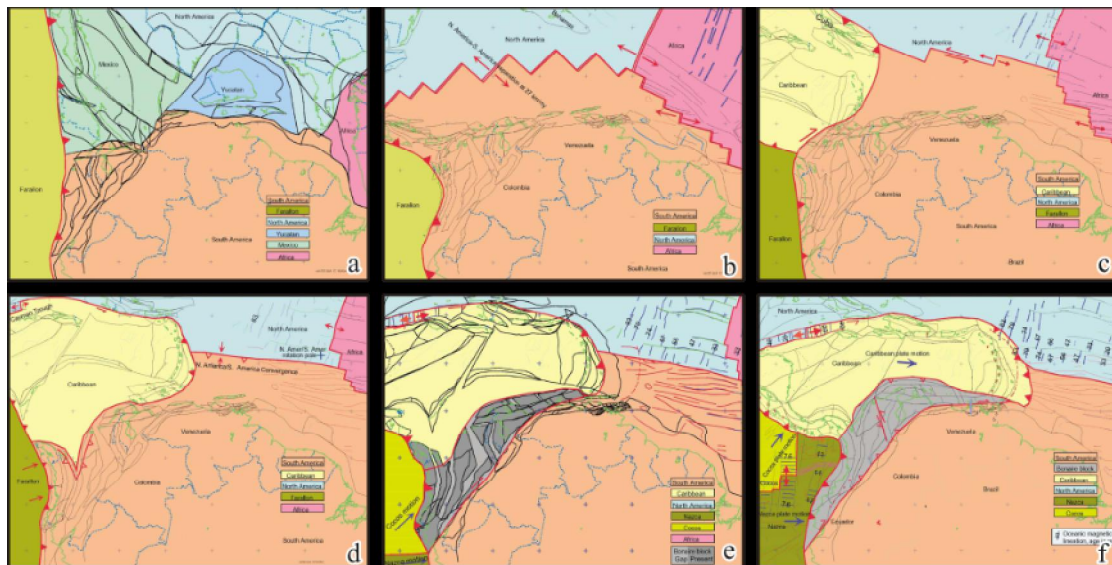


Figura 19. Reconstrucción de las placas. Cada una de las placas principales se encuentra representada con un color, señalado en las leyendas de las esquinas inferiores. La reconstrucción de hace 190 Ma (a) representa la configuración de las placas justo antes del "rifting" jurásico. La reconstrucción de hace 95 Ma (b) representa la mayor tasa de divergencia entre Norte y Suramérica. En este momento, todo el norte de Venezuela es un margen pasivo. La reconstrucción hace 68 Ma (c) representa la posición de la Placa Caribe tras su movimiento hacia el Noreste, resultando en la colisión del sistema de arco de Cuba con Norteamérica. El borde norte de Venezuela aún se encuentra en margen pasivo, a su vez, la Placa Norteamericana se aleja del borde Suramericano. La reconstrucción hace 40 Ma (d) muestra la colisión entre Cuba y la Placa Caribe, resultando en un cambio de dirección de la Placa hacia el Este. Para este momento, Norte y Suramérica comienzan a acercarse de nuevo. La reconstrucción hace 25 Ma (e) muestra la ruptura del noroeste Suramericano a lo largo de las fallas mayores. El movimiento hacia el noroeste de la Placa de Cocos condujo a una transpresión en los Andes Venezolanos, comenzando a empujar el Bloque Bonaire hacia el Este. La llegada del Arco Caribe inició la compresión en las cercanías de Paria hacia el Este de Venezuela. La reconstrucción final en el gráfico (f) muestra la orientación de las placas en la actualidad. La placa caribe continúa su movimiento hacia el Este, produciendo una continua transpresión en el Este de Venezuela. El movimiento hacia el Este de la placa Nazca produce una constante compresión en Los Andes, continuando con la traslación del bloque Bonaire. Tomado y modificado de YORIS Y OSTOS (2004)

En la figura 20 se resume la sedimentación y la evolución paulatina del frente de deformación asociado a la entrada de la Placa Caribe frente a Sudamérica durante el Paleoceno-Eoceno. Por su complejidad, se han resumido asociaciones de nombres formacionales genéticamente relacionadas como eventos; cada evento lleva el nombre de la unidad más distintiva o que representa el inicio de la sedimentación del conjunto. (figura 20 tomado del WEC)

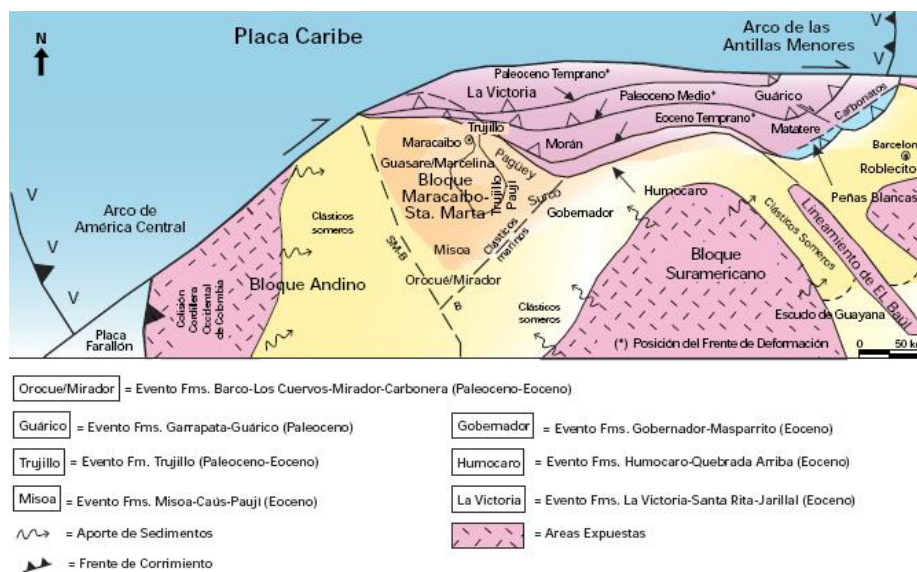


Figura 20. Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este en Venezuela Occidental y sedimentación epi / perisutural asociada durante el Paleoceno-Eoceno. Los límites entre el Bloque Andino y el Suramericano se encontraban aproximadamente donde actualmente se encuentran los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga (SM-B) y Bocono (B). Tomado de Wec (2000).

Hacia el noroeste de la Placa Suramericana, la colisión oblicua del arco de las Antillas Menores provocó una sucesiva generación de escamas tectónicas (napas) con vergencia hacia el sur y sureste, controlando la sedimentación de formaciones como Trujillo y Morán, de carácter turbidítico.

Hacia el este, durante el período Cretácico- Paleógeno la sedimentación no estuvo influenciada por los frentes de deformación del Caribe, acumulándose los sedimentos finos de talud continental (hemipelágicos) de la Formación Vidoño y los más arenosos de la Formación Caratas.

Este período se caracteriza por tres fases transgresivas principales que se desarrollaron de norte a sur y culminaron durante la época Turoniana, Paleoceno Temprano, Eoceno y el Oligoceno respectivamente. Estos eventos concuerdan con el nivel eustático del mar (VAIL " *et al.* ", 1977).

La fase transgresiva inicial comenzó con la depositación basal de la arena de la Formación Barranquín (VAN DER OSTEN, 1957). El máximo avance transgresivo se marca con la depositación de carbonatos de plataforma que son diacrónicos en una dirección Norte-Sur dentro de la cuenca.

Según WEC (2000) en el área El Pilar hacia el norte estas areniscas corresponden a la parte superior de la Formación Barranquín de edad Barremiense y en las áreas más hacia el Sur al Albiense de la Formación Cantil. En el campo El Furrial estas areniscas son de la edad Aptiense- Turoniano y perteneces a las formaciones El Cantil, Querecual y San Antonio.

Es posible que la influencia de la colisión oblicua se hiciera presente hacia el Eoceno Medio: los ambientes de carbonatos arenosos, glauconíticos y en parte muy ricos en macroforaminíferos se desarrollaron en los márgenes de los surcos que se encontraban al norte de Venezuela (formaciones Peñas Blancas, Punta Carnero y el Miembro Tinajitas de la Formación Caratas) (WEC, 2000).

La influencia de la Placa del Caribe comienza en el Maastrichtiense (finales del Cretácico), a partir de ésta comienza la sedimentación terciaria, donde empieza la formación de las cuencas antepaís. El esfuerzo producido por la Placa en la colisión (componente diagonal) es el que produce las cuencas *foreland* en el país. La misma placa produce un cinturón de deformación, que es netamente sedimentario, pero que su aporte metamórfico aumenta hacia el este (a partir de Cojedes, el aporte de metamórficas se incrementa). En general, se tiene una regresión (WEC, 2000).

La deformación a lo largo de Venezuela nororiental continúa en el presente, probablemente como resultado del movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el

este con respecto a la placa suramericana (ERLICH & BARRET, 1990; PINDELL y BARRET, 1990; PINDELL & DEWEY, 1991). Las cuencas que se formaron por este esfuerzo cuentan con dos sectores; lado activo (flanco norte) donde se va a encontrar una sedimentación de tipo flysch, de poca madurez textural y mineralógica ya que este borde presenta una gran pendiente y por tanto el retrabajo de los sedimentos no es tan efectivo; también se van a encontrar en este lado los olistostromos (nivel estratigráfico conformado por los olistolitos (bloques de diferentes tamaños)) que caen de los sobrecoorrimientos o napas. Y en el lado pasivo se van a encontrar turbiditas, más maduras texturalmente por presentar poca pendiente y por la apilación continua de sedimentos. Las secuencias del lado activo obedecen a las perturbaciones producidas por tectonismo mientras que en el lado pasivo las secuencias están controladas por los procesos de depositación. En ambos la sedimentación está controlada por la gravedad y las corrientes de turbidez.

En el lado activo no se conservan los espesores, por producto del canibalismo, ya que son añadidos al frente de deformación. Debido a la apilación de las napas en este lado, las rocas van a ser más duras y más compactas que las del lado pasivo.

Según WEC (2000), las fuentes de sedimentos de las cuencas son:

- El cinturón de deformación (en el norte): principalmente sedimentario, ígneas y metamórficas (las dos últimas dependen de la historia tectónica de la región).
- Los arcos y el cratón (en el sur): La tasa de sedimentación es mayor que la tasa de acomodo.
- Las secuencias flysch producidas en estas cuencas (lado activo) son:
- Matatere (estado Lara, Paleoceno).
- Río Guache (Edo. Portuguesa-Cojedes, Paleoceno-Eoceno Temprano).
- Guarico (estado Guarico, Maastrichtiense-Eoceno Medio).

- Punta Carnero (Margarita, Eoceno Tardío).

Las secuencias flysch se diferencian entre sí, debido a su edad, sus texturas litológicas y por sus características mineralógicas de la fuente que los están alimentando en ese momento.

Y las turbiditas (lado pasivo):

- Formación Trujillo (Paleoceno).
- Formación Moran (Paleoceno-Eoceno Medio).
- Formación Mene Grande (Eoceno Medio). Todas estas en occidente. Mientras que en la región nororiental, tenemos:
- Formación Roblecito (Eoceno Tardío-Oligoceno).

4.1.3.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

La Cuenca Oriental de Venezuela está dividida en diversas provincias tectónicas, las cuales tienen características estructurales, que permiten separarlas y diferenciarlas. PARNAUD *et al.* (1995) divide las provincias en autóctonas y alóctonas, de la siguiente manera:

4.1.3.1.- Provincia Autóctona

Se extiende desde el eje de la cuenca al río Orinoco. Es de tipo extensional y se caracteriza por presentar fallamiento normal con tendencia N60° -70E y fallas transcurrentes, las cuales son mas jóvenes hacia el sur que hacia el norte, mientras que en la parte norte de la provincia se tienen fallas de “Strike-slip” con tendencia N70°W, las cuales afectan los depósitos del Cretácico y el Paleógeno.

4.1.3.2.- Provincia Alóctonas

Se extiende desde la falla de El Pilar hasta el eje de la cuenca correspondiente al sistema de vergencia sur. Su estilo estructural se caracteriza por lo siguiente:

- Delgadas unidades tectónicas superficiales, que consisten en depósitos Cretácicos-Terciarios que son despegados de su sustrato a lo largo de estructuras mayores de despegue en la interfase Jurásico-Cretácico (evaporitas o carbones).
- El frente de deformación, que localmente corresponde a una zona triangular, con progresivo acuñamiento de la Formación Carapita del *foredeep* por secuencias mesozoicas y paleógenas en la rampa anticlinal de El Furrial. Otra estructura triangular ocurre detrás del frente de deformación, a lo largo del alto de Pirital.
- Pliegues cilíndricos de escala Kilométrica y asociados a los cabalgamientos con tendencia N60° - 70°E, que son principalmente rampas anticlinales como en el área de Furrial.
- La secuencia de los cabalgamientos es principalmente de “Piggyback”, con cabalgamientos locales fuera de la secuencia o reactivación de fallas en la parte interior de la cuña tectónica.

Fallas dextrales transcurrentes con una dirección N50° - 60°W (fallas de Úrica, San Francisco y los Bajos), que separan las Serranía del Interior en áreas de evolución estructural diacrónica. (figura 21).

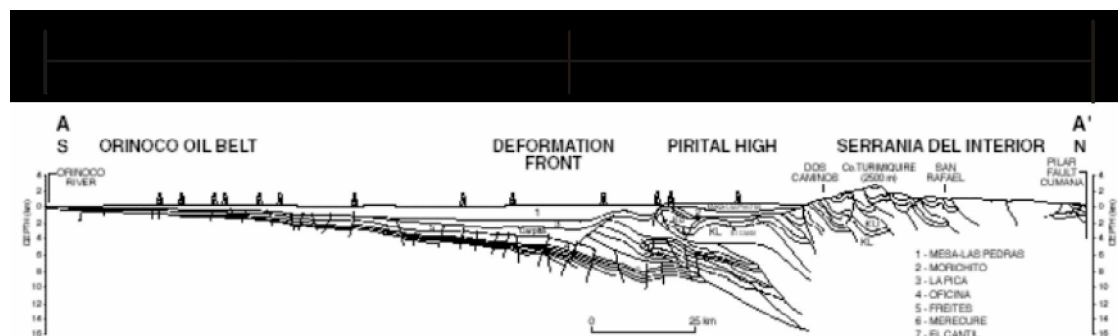


Figura 21. Corte Geológico de la Cuenca Oriental de Venezuela, que muestra la Provincia Autóctona desde el eje de la Cuenca hacia el río Orinoco en el sur y parte de la Provincia Alóctona desde el eje hacia el norte. (GALLANGO & PARNAUD, 1995)

Una zona intermedia interpretada entre la provincia alóctona y autóctona muestra estilos estructurales tanto extensivos como compresivos.

4.1.4.- EVOLUCIÓN GEODINÁMICA Y TECTÓNICA DIACRÓNICA

La integración de mecanismos focales de terremotos con modelaje magnético y de gravedad de la arquitectura de la corteza en el cinturón de deformación móvil, indica un mínimo apilamiento de subducción tipo A de la litosfera suramericana por debajo de la placa caribe. El amontonamiento o apilamiento de la subducción esta también limitado por el desarrollo asociado de volcanismo.

La geodinámica regional esta efectivamente dominada por una colisión oblicua (transpresión) entre las placas suramericanas y Caribe. Desde el Eoceno hasta el presente la placa Caribe y sus esfuerzos asociados han tenido una migración hacia el este. Esta migración produce diacronismo en la tectónica y la sedimentación a lo largo de la totalidad del borde norte de Venezuela, así como también la partición de tensiones a través del límite de placas.

Esta migración en sentido Oeste-Este y la partición de esfuerzos compresivos son mostrados por el desarrollo de elementos estructurales mayores como:

- Desplazamiento progresivo de la placa Caribe a lo largo de la falla “El Pilar”

- Progresivo emplazamiento de varios segmentos alóctonos de la Serranía del Interior a lo largo de fallas transcurrentes transversas (Úrica, San Francisco, y Los Bajos).
- Principalmente acortamiento norte-sur a lo largo de una tendencia de empuje frontal de N60°-70° E (El Furrial y Pirital).

CAPÍTULO V: GEOLOGÍA LOCAL

5.- GEOLOGIA LOCAL

5.1.- GENERALIDADES

Desde el oeste de la población de San Carlos, estado Cojedes hasta la región de Unare, estado Anzoátegui, aflora en la Faja Piemontina de la serranía del interior la Formación Guárico, como una franja de aproximadamente unos 350 Km.

Esta se caracteriza por ser una serie turbidítica, la cual fue dividida por PEIRSON et al. (1966) en cuatro unidades: Miembro Mamonal, Miembro Los Cajones, Miembro Morro del Faro y Miembro Caramacate.

De modo general, la unidad se caracteriza por el dominio de los depósitos tipo flysh con alternancias monótonas de areniscas y lutitas delgadas, tipificadas por la secuencia Bouma y abundantes icnofósiles y otras estructuras menores atribuidas a las corrientes de turbidez.

La facies flysh constituye un 90% de la formación. Ésta se compone de alternancias monótonas de capas muy finas a medias de lutitas, areniscas y limonitas turbidíticas; rara vez el espesor de las capas sobrepasa los 25 cm.

La Formación Guárico se encuentra en contacto basal concordante con la Formación San Antonio. Por otro lado, el contacto superior está ausente por erosión, o localmente cubierto discordantemente por sedimentos del Eoceno Tardío o Mio-Plioceno. (Léxico Estratigráfico de Venezuela), (ver anexo 2).

El área seleccionada para realizar el presente estudio, consistió en el análisis y muestreo de cuatro cortes de carretera ubicados todos en la vía San Juan de Los Morros-Ortíz, entre las coordenadas UTM: 1.080.887 N, 680.533 E y 1.076.481 N, 685.211 E. Los afloramientos 1, 2 y 3 están ubicados de forma continua en el sentido mencionado con anterioridad; mientras que el afloramiento 4 se encuentra más proximal a la ciudad se San Juan de los Morros.

A continuación se describen de acuerdo a sus características litológicas locales y aspectos resaltantes en el análisis cuantitativo modal de cada uno de éstos.

5.2.- AFLORAMIENTOS

5.2.1.- AFLORAMIENTO 1

Este afloramiento se encuentra ubicado en la carretera nacional que va de San Juan de Los Morros vía Ortíz; su ubicación de acuerdo a las coordenadas UTM y geográficas son las siguientes: UTM: 1.077.520 N, 683.940 E, Geográficas: 9°44'37''N, 67°19'23''W (foto 1).

El espesor del mismo es de aproximadamente 8 metros. La litología presentó una intercalación monótona de lutitas grises y areniscas de grano fino sumamente meteorizadas (foto 2) lo cual dificultó la escogencia de las muestras y el posterior análisis de las mismas. Se observó un solo paquete dentro del afloramiento, donde las lutitas ocupan aproximadamente el 85% y las areniscas el 15% restante; la ritmicidad de las areniscas aumenta levemente hacia el medio del afloramiento, mientras que los espesores de las mismas se mantienen constantes. El rumbo y buzamiento general del paquete es N24°W28°S. El contacto entre las capas del afloramiento es de tipo neto y no se observaron estructuras sedimentarias de ningún tipo.



Foto 1. Afloramiento # 1, el cual debido al alto nivel de meteorización de las capas fue imposible realizarle el análisis modal bajo el microscopio. Dirección de la foto N53°W.

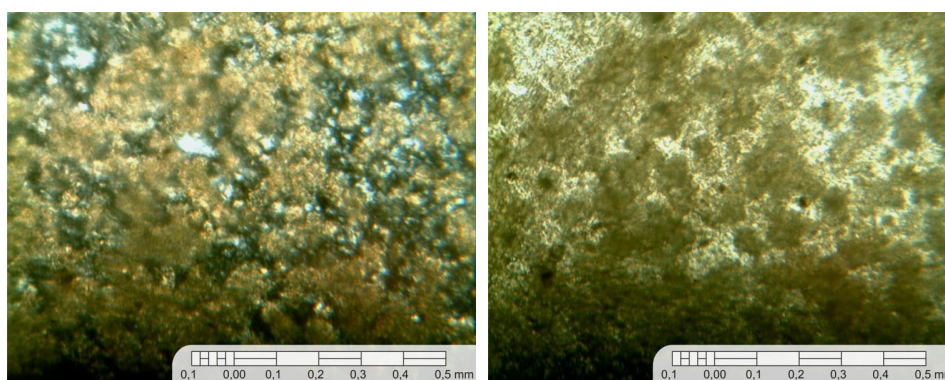


Foto 2a (izquierda). Fotomicrografía bajo nicoles cruzados de una muestra de arenisca del afloramiento # 1, donde se observan los altos niveles de óxidos en la muestra como consecuencia del alto grado de meteorización de las rocas en el afloramiento. Foto 2b (derecha). Misma sección de la foto 2a pero ahora observada bajo nicoles paralelos.

5.2.2.- AFLORAMIENTO 2

Éste se encuentra ubicado en la carretera nacional que va de San Juan de Los Morros vía Ortíz; su ubicación de acuerdo a las coordenadas UTM y geográficas son las siguientes: UTM: 1.076.698 N, 684.547 E, Geográficas: 9°44'10"N, 67°19'4"W (foto 3).

El afloramiento tiene un espesor de 10 metros y presenta un solo paquete, el tope y la base del mismo se encuentran bastante meteorizados, por lo cual se muestreó la parte central. La litología presente se basa en una intercalación monótona de lutitas y areniscas, donde las lutitas ocupan el 70% del afloramiento y las areniscas el 30% restante (ver anexo 3).

Las lutitas exhiben espesores que van desde los 2 mms a hasta los 10 cm, por su parte, las areniscas muestran espesores que van desde los 2 cm a los 8 cm; las ultimas son estratocrecientes hacia la parte central. El color fresco de las areniscas muestreadas en general es gris pizarra, mientras que el color meteorizado tiende a tonos marrones y rojizos. En la tabla 5 se muestran las características principales de las capas muestreadas en éste afloramiento, así como su clasificación según PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972).

Tabla 5. Tabla que muestra las características principales de las capas muestreadas en el afloramiento # 2, así como su clasificación según Pettijohn, Potter y Siever (1973).

Numero de Muestra	Rumbo y Buzamiento	Espesor	Color Meteorizado	Color Fresco	Clasificación según Pettijohn, Potter y Siever (1973) Q-F-L (Q=Qm+Qp)	Clasificación según Pettijohn, Potter y Siever (1973) Qm-F-L
A2C1	N25°W6°S	6cm	Marrón claro con tonos rojizos	Gris pizarra con puntos blancos	Grawaca feldespática	Grawaca feldespática
A2C2	N28°W7°S	5cm	Marrón claro con tonos rojizos	Gris pizarra	Sin Clasificar	Sin Clasificar
A2C3	N20°W7°S	7cm	Marrón claro con tonos	Gris pizarra	Subarcosa	Arenita lítica

			rojizos			
A2C4	N15°W5°S	5cm	Marrón claro	Gris Pizarra	Grawaca feldespática	Grawaca feldespática
A2C5	N2°W4°S	8cm	Marrón claro	Gris Pizarra	Grawaca lítica	Grawaca lítica



Foto 3a (Arriba) y Foto 3b (Abajo). Vista del afloramiento # 2. Dirección de la Foto 3a N56°W, dirección de Foto 3b N58°W. Se observa la poca calidad del mismo, producto del alto grado de meteorización.

La tipología litológica varió entre grawacas líticas y feldespáticas a subarcosa y se muestra a detalle en la foto 4a a la 4 d.

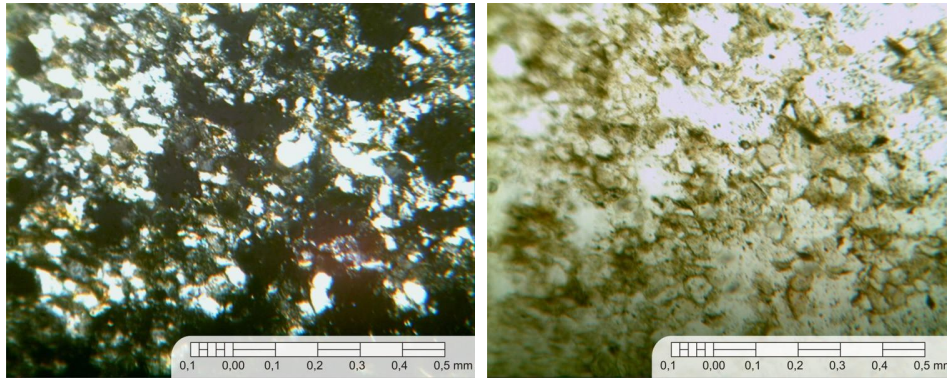


Foto 4a (Fotomicrografía izquierda). Grawaca Feldespática, vista bajo nicoles cruzados (10X), muestra A2C1. Foto 4b (Fotomicrografía derecha). Misma muestra vista bajo nicoles paralelos.

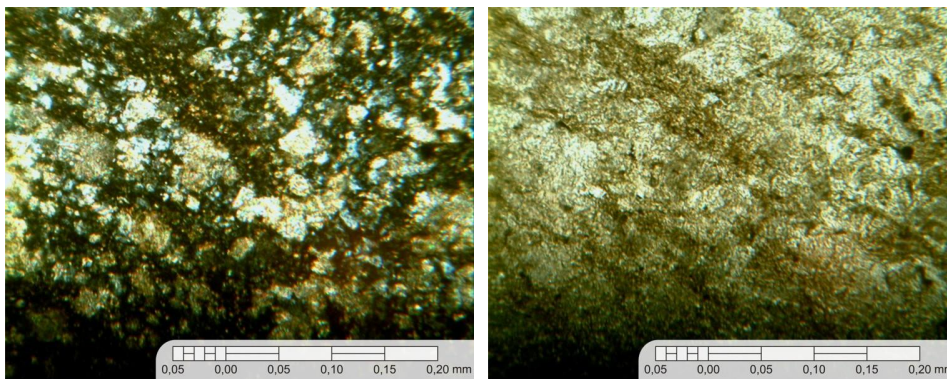


Foto 4c (Fotomicrografía izquierda). Vista bajo nicoles cruzados (25X) de la muestra A2C2. (sin clasificar). Foto 4d (Fotomicrografía derecha). Misma muestra vista bajo nicoles paralelos.

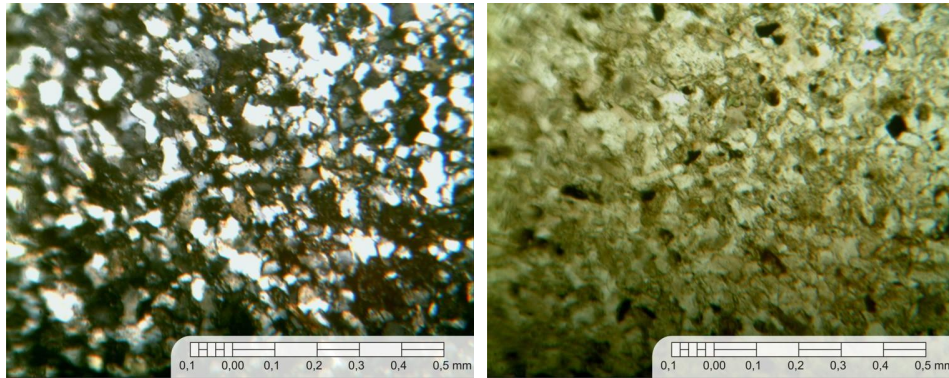


Foto 4e (Fotomicrografía izquierda). Subarcosa, vista bajo nicoles cruzados, muestra A2C3. Foto 4f (Fotomicrografía derecha). Misma muestra vista bajo nicoles paralelos.

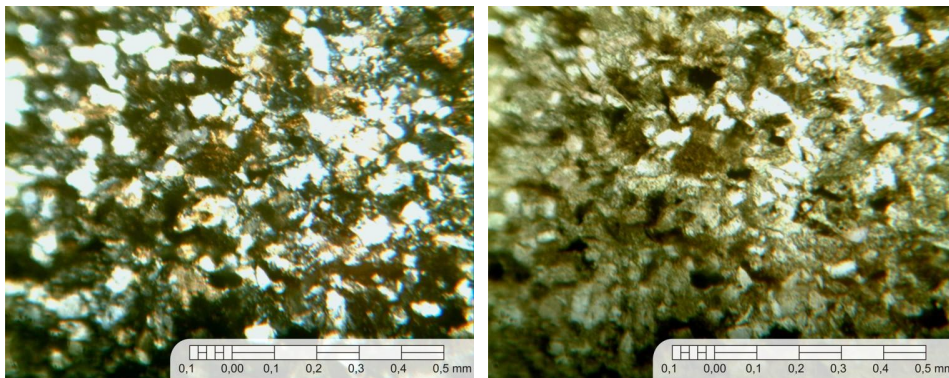


Foto 4g (Fotomicrografía izquierda). Grawaca Feldespática, vista bajo nicoles cruzados, muestra A2C4. Foto 4h (Fotomicrografía derecha). Misma muestra vista bajo nicoles paralelos.

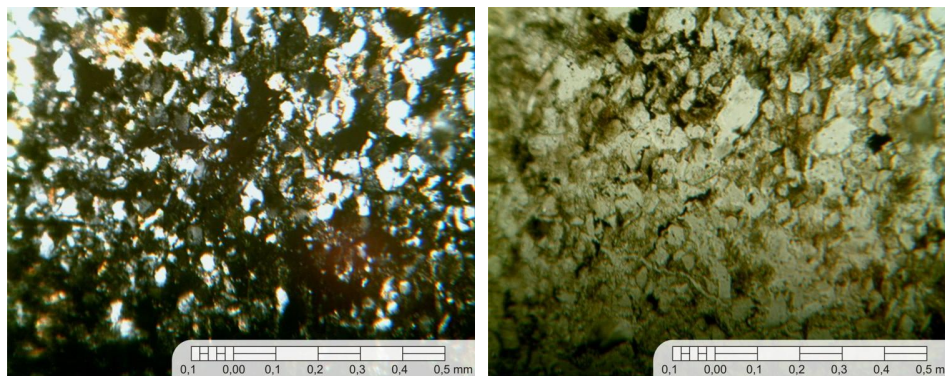


Foto 4i (Fotomicrografía izquierda). Grawaca Lítica, vista bajo nicoles cruzados, muestra A2C5. Foto 4j (Fotomicrografía derecha). Misma muestra vista bajo nicoles paralelos.

De acuerdo con el análisis petrográfico, las areniscas muestreadas en el “Afloramiento 1” van de Areniscas arcósicas a Subarcosas según PETTJOHN *et al.*, (1972), la mismas se observan grano decrecientes de base a tope, donde predominan los granos angulosos y el mal escogimiento (obsérvese Fotos 4a y 4b), además se incrementa el porcentaje de matriz en el mismo sentido, las muestras presentan numerosas vetas de cuarzo que no son tomadas en cuenta en el análisis.

En cuanto a la matriz como tal, ésta se compone principalmente de minerales de arcilla, óxidos de hierro (leucoxeno principalmente) y cemento caolinítico.

5.2.3.- AFLORAMIENTO 3

Este afloramiento se encuentra ubicado en la carretera nacional que va de San Juan de Los Morros hacia Ortíz; su ubicación de acuerdo a las coordenadas UTM y geográficas son las siguientes: UTM: 1.076.481 N, 685.211 E, Geográficas: 9°44′3″N, 67°18′42″W y el grado de meteorización del mismo es bastante alto.

El espesor de este es de 5,75 metros y presenta tres paquetes; el primero de estos mide 0,75 metros, es una intercalación de ocho capas de areniscas y siete de lutitas, donde las primeras van desde 1cm hasta 7cm, mientras que las lutitas oscilan entre 1cm y 8cms; por otra parte se observa la estratocrecencia tanto de las areniscas como de las

lutitas hacia el tope de la secuencia dentro del paquete 1 (ver anexo 4), en la siguiente tabla 6 se muestran las principales características de las muestras tomadas;

Tabla 6. Donde se muestra las principales características de la muestras tomadas de el paquete # 1 en el afloramiento 3: las muestras que aparecen sin clasificar es porque su análisis bajo el microscopio fue imposible por el grado de meteorización.

Numero de Muestra	Rumbo y Buzamiento	Espesor	Color Meteorizado	Color Fresco	Clasificación según Pettijhon, Potter y Siever (1973) Q-F-L (Q=Qm+Qp)	Clasificación según Pettijhon, Potter y Siever (1973) Om-F-L
A3P1C1	N87°W40°S	9 cm	Gris claro con tonos rojizos de óxidos	Gris Oscuro	Sin Clasificar	Sin Clasificar
A3PIC2	N87°W40°S	13 cm	Gris claro	Gris Oscuro	Sin Clasificar	Sin Clasificar
A3P1C3	N85°W37°S	7 cm	Gris pardo	Gris Oscuro	Grawaca feldespática	Grawaca feldespática

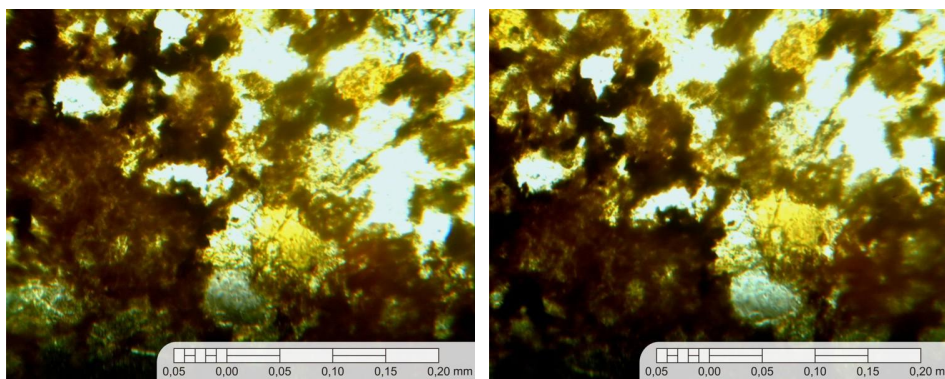


Foto 5a (izquierda). Fotomicrografía de la muestra A3P1C3 Grawaca Feldespática. Nícoles paralelos. Foto 5b (derecha). Fotomicrografía de la muestra A3P1C3 Grawaca Feldespática bajo nícoles cruzados

El paquete dos ubicado dentro del “Afloramiento 3” tiene un espesor de 3 metros y muestra un intercalación de lutitas y areniscas, donde las areniscas miden entre 2 cms y 5cms, mientras que las lutitas van desde 1 cm hasta 3cms, el rumbo y buzamiento del mismo es $N80^{\circ}W34^{\circ}S$ y el color de meteorización es marrón grisáceo.

La proporción de capas de areniscas y de lutitas, no se pudo determinar por estar cubierto en su gran mayoría por material detrítico, al igual que su análisis bajo el microscopio fue imposible por la alta tasa de meteorización presentada por estas.

En cuanto al paquete tres, este tiene un espesor de 3 metros y es una intercalación de lutitas y areniscas de grano grueso, donde las primeras van desde 1 cm hasta los 3 cm aproximadamente y las segundas desde los 2 cm hasta los 7 cm, pero el número de capas de dicha intercalación no se pudo determinar, su rumbo y buzamiento es de $N85^{\circ}W34^{\circ}S$ y a continuación se muestra la tabla de las capas (tabla 7) con los respectivos datos de campo, aunque estas fueron imposible de analizar debido al alto grado de meteorización mostrado bajo el microscopio.

Tabla 7. Que muestra las características principales de las muestras tomadas en campo del "Afloramiento 3" en el paquete 2 del mismo, producto del alto grado de meteorización fue imposible el análisis.

Numero de Muestra	Rumbo y Buzamiento	Espesor	Color Meteorizado	Color Fresco	Clasificación según Pettijhon, Potter y Siever (1973) Q-F-L (Q=Qm+Qp)	Clasificación según Pettijhon, Potter y Siever (1973) Qm-F-L
A3P3C1	N85°W34°S	7 cm	Marrón grisáceo	Gris Pizarra	Sin Clasificar	Sin Clasificar
A3P3C2	N85°W34°S	7cm	Marrón claro con oxidas	Gris Pizarra	Sin Clasificar	Sin Clasificar

En la figura 22, se muestra la categorización de las areniscas para los afloramientos # 2 y # 3, tomando en cuenta la clasificación de PETTIJHON, POTTER Y SIEVER (1973), según el triangulo Q-F-L (Q=Qm+Qp).

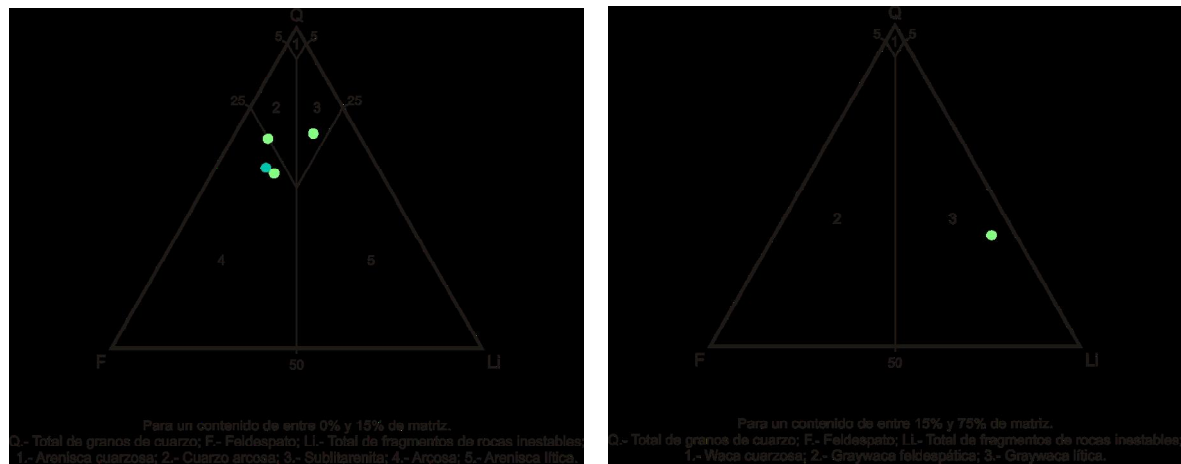


Figura 22. Triángulo propuesto por PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1973), en donde se observa la clasificación para los afloramientos # 2 y # 3 de cada una de las muestras analizadas en el mismo.

5.2.4.- AFLORAMIENTO 4

Este afloramiento se encuentra ubicado en la carretera nacional que va de San Juan de Los Morros hacia la población de Ortíz, aproximadamente 7 Km antes de llegar a el pueblo “El Toco”, su ubicación de acuerdo a las coordenadas UTM y geográficas son las siguientes: UTM: 1.080.887 N, 680.533 E, Geográficas: 9°46’27’’N, 67°21’15’’W (figura 23).

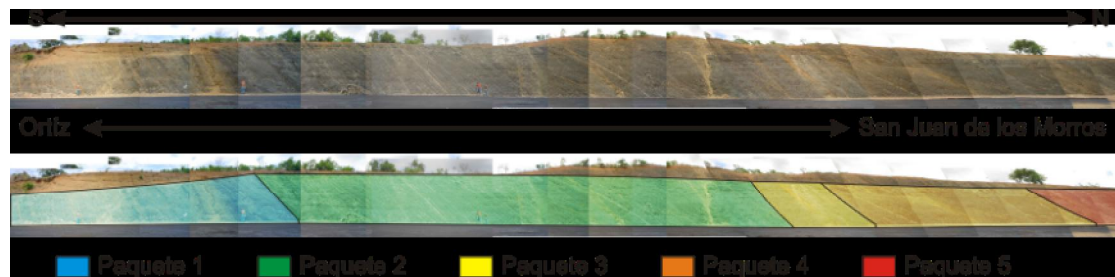


Figura 23. Se muestra la división por paquetes del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas UTM y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.

El espesor total del afloramiento es de 209,92 metros y está dividido en cinco paquetes con espesores respectivos de 45,20 metros, 52,5 metros, 16,52 metros, 37,8 metros y 56,9 metros, presentando toda una alternancia monótona de areniscas y lutitas,

en vista de la ausencia de estructuras sedimentarias que indiquen la polaridad de las capas se toma el sentido referencial San Juan de Los Morros (N)-Ortíz (S) (ver anexo 5); A continuación se describen con mayor detalle cada uno de los paquetes descritos.

5.2.4.1.- Afloramiento 4 – Paquete 1

Las coordenadas UTM de la primera capa de éste paquete son las siguientes: 1.080.882N-680.541E, por su parte la última capa del mismo presenta coordenadas 1.080.927N-680.516E en sentido Ortíz-San Juan de Los Morros (Foto 6).

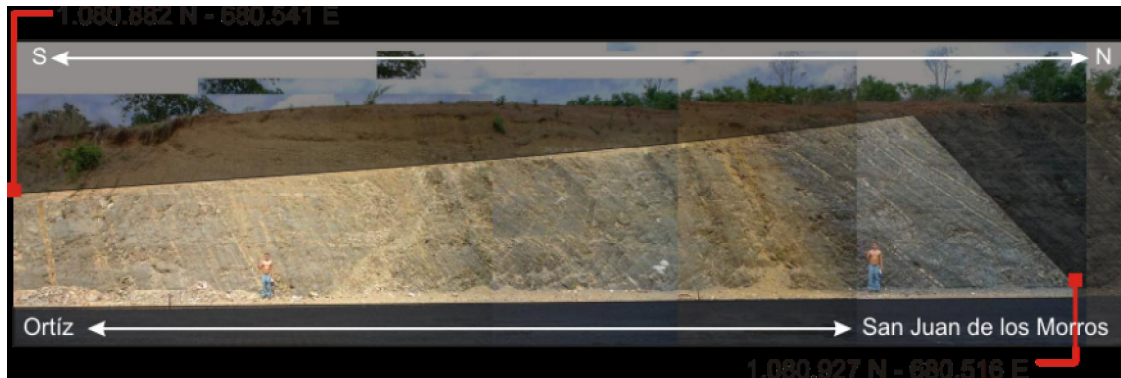


Foto 6. Se observa el paquete # 1 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y sentido referencial San Juan de los Morros - Ortíz.

El espesor individual de este paquete es de 45,20 metros y la composición general del mismo es de 65% para las lutitas y 35% para las areniscas. Las primeras se hacen estrato-decrecientes en sentido San Juan de Los Morros, mientras que las areniscas se presentan de manera estrato-decrecientes en el mismo sentido, y al llegar a la altura de la capa trece descrita dentro del paquete comienza su estrato-decrecencia hasta hacerse homogéneo su espesor, finalizando esta condición en el límite con el paquete número dos.

En cuanto a los espesores individuales de las capas en éste paquete se observa que las areniscas van desde los 2 mms hasta los 26 cm, mientras que las lutitas se hallan entre 1 cm y 20 cm, determinar el número exacto de capas se hace difícil debido a la

gran cantidad dentro del mismo; por otra parte el contacto entre las capas es de tipo neto y no se observan estructuras sedimentarias que indiquen la polaridad de las mismas, además se puede agregar que la preservación del afloramiento como tal es buena y ambas litologías son competentes.

5.2.4.2.- Afloramiento 4-Paquete2

Las coordenadas UTM de la primera capa de éste paquete son las siguientes: 1.080.927N-680.516E (final del paquete 1), mientras que la última capa del mismo presenta coordenadas 1.080.977N-680.497E en sentido Ortíz-San Juan de Los Morros (Foto 7).



Foto 7. Se observa el paquete # 2 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.

Este paquete posee un espesor individual de 52,5 metros y su composición general es de 70% para las lutitas y 30% para las areniscas. Las primeras se hacen estrato-decrecientes hacia San Juan de Los Morros con una ritmicidad monótona de la primera capa a la numerada como 15 dentro de éste, conservando sus espesores de la 15 a la 29, a partir de ésta se vuelven estrato-crecientes hasta el final del paquete. Las areniscas por su parte, comienzan estrato-crecientes hasta la capa 15, volviéndose estrato-decrecientes de la 15 a la 29 y luego regresan a su condición inicial de estrato-crecencia hasta finalizar dicho paquete.

En cuanto a la ritmicidad dentro de éste, se puede decir que aumenta después de la capa 16 en las areniscas y las lutitas hasta llegar a la capa 29, a partir de la cual disminuye hacia el final del paquete.

Los espesores individuales de las areniscas van desde los 4 mms hasta los 18 cm, mientras que las lutitas se hallan entre 2 mms y 20 cm; el contacto entre las capas es neto y las estructuras sedimentarias indicativas de polaridades de no se observan; la litología es competente en general.

5.2.4.3.- Afloramiento 4-Paquete 3

Este se ubica de acuerdo a las coordenadas UTM siguientes: 1.080.977N-680.497E (final del paquete 2) y 1.080.993N-680.492E para el límite del mismo con el paquete 4, el sentido referencial de ubicación es Ortíz-San Juan de Los Morros (Foto 8).

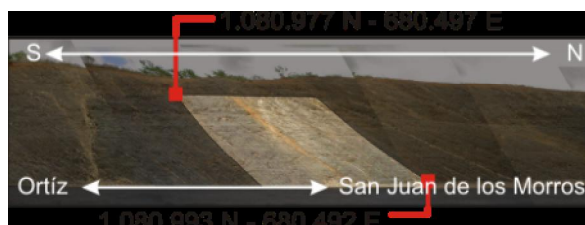


Foto 8. Se muestra el paquete # 3 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.

El espesor individual es de 16,52 metros, correspondiendo un porcentaje general de 65% para las lutitas y 35% para las areniscas, donde la ritmicidad es homogénea a lo largo de éste para ambos tipos litológicos, Se aprecia la estratodecrecencia de las lutitas y la condición antagónica en las areniscas en el sentido descrito en el párrafo anterior, con respecto a los espesores, éstos van desde 2 mms hasta los 16 cms para las primeras y de 6 mms a 9 cms para las segundas; en cuanto a las características de los contactos capa a capa, estructuras sedimentarias y competencia, coinciden con las particularidades de los paquetes anteriores.

5.2.4.4.- Afloramiento 4-Paquete 4

Los puntos de referencia inicio-final del paquete 4 según las coordenadas UTM son 1.080.993N-680.492 y 1.081.034N-680.482E en sentido Ortíz-San Juan de Los Morros al igual que los anteriores (Foto 9).



Foto 9. Se muestra el paquete # 4 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.

El espesor individual es de 37, 8 metros y su composición general es de 70% para las lutitas y 30% para las areniscas, aquí los estratos casi se horizontalizan y se acuñan hacia el paquete 5.

Las areniscas se hacen estrato-decreciente hacia la parte media del paquete, la ritmicidad es constante hacia este mismo punto pero luego comienza a disminuir, por otra parte las lutitas son antagónicas a las anteriores en esta etapa, siendo constantes en su ritmicidad hasta la mitad para luego disminuir su ocurrencia.

En cuanto a los espesores individuales, van de 8 mms a 24 cm para las arenas y de 2mms a 20 cm para las lutitas y se conservan las características tomadas en cuentas para los paquetes anteriores.

5.2.4.5.- Afloramiento 4-Paquete 5

Las coordenadas inicio-final UTM de éste son las siguientes: 1.081.034N-680.482E y 1.081.089N-680.476E en el sentido referencial Ortíz-San Juan de Los Morros (Foto 10).



Foto 10. Se observa el paquete # 5 dentro del afloramiento # 4, con sus respectivas coordenadas de inicio-final y el sentido referencial San Juan de los Morros-Ortíz.

El espesor individual de este paquete es de 56,90 metros correspondiendo un 75% para las lutitas y un 25% para las areniscas, la etapa inicial de las lutitas es estrato-creciente pasando a estrato-decreciente en la parte media para regresar al patrón inicial hacia el final del paquete; por su parte en las areniscas la situación es inversa a la anterior, comenzando en estado de estrato-decrecencia pasando a estrato-crecencia en la mitad y por ultimo regresan a su estado de inicio.

Individualmente, los espesores de areniscas varían entre los 2 mms y los 13 cm, mientras que los de las lutitas oscilan entre 2 mms y los 10 cm, el final del paquete 5 coincide con el final del afloramiento.

La siguiente tabla (tabla 8) muestra las características principales de las capas seleccionadas en campo para el muestreo:

Tabla 8. Datos y principales características de las capas seleccionadas y muestreadas en campo correspondientes al Afloramiento 4.

Numero de Muestra	Rumbo y Buzamiento	Espesor	Color Meteorizado	Color Fresco	Clasificación según Pettijhon, Potter y Siever (1973) Q-F-L (Q=Qm+Qp)	Clasificación según Pettijhon, Potter y Siever (1973) Qm-F-L
A4P1C1	N61°E50°N	10 cm	Marrón pardo	Gris Claro	Arenita lítica	Arenita lítica
A4P1C2	N55°E55°N	6 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P1C3	N55°E55°N	7 cm	Marrón pardo	Gris Claro	Arenita lítica	Arenita lítica
A4P1C4	N55°E55°N	5 cm	Marrón claro pardo	Gris Claro	Grawaca feldespática	Grawaca lítica
A4P1C5	N55°E55°N	4.5 cm	Marrón claro pardo	Gris Claro	Grawaca feldespática	Grawaca lítica
A4P1C6	N55°E55°N	9 cm	Marrón Claro	Gris Claro	Grawaca feldespática	Grawaca lítica
A4P1C7	N55°E55°N	10 cm	Marrón claro pardo	Gris Claro	Grawaca lítica	Grawaca lítica
A4P1C8	N55°E55°N	9 cm	Marrón Claro	Gris Claro	Grawaca feldespática	Grawaca lítica
A4P1C9	N55°E55°N	9.2 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Grawaca feldespática	Grawaca lítica

A4P1C10	N55°E55°N	5 cm	Marrón claro pardo	Gris Pizarra	Grawaca feldespática	Grawaca lítica
A4P1C11	N55°E55°N	5 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Grawaca lítica	Grawaca lítica
A4P1C12	N55°E55°N	14 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Subarcosa	Sublitarenita
A4P1C13	N55°E55°N	26 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P1C14	N55°E55°N	11 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Grawaca lítica	Grawaca lítica
A4P2C15	N55°E55°N	15 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C16	N41°E45°N	9 cm	Gris Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C17	N41°E45°N	6.9 cm	Gris Claro	Gris Pizarra	Arenita lítica	Arenita lítica
A4P2C18	N41°E45°N	7 cm	Marrón pardo	Gris Pizarra	Presencia de fósil (no clasificable)	Sin Clasificar
A4P2C19	N41°E45°N	6 cm	Marrón pardo	Gris Pizarra	Subarcosa	Sublitarenita
A4P2C20	N41°E45°N	5.7 cm	Gris Claro Oxidado	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C21	N41°E45°N	4.9 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Subarcosa	Arenita lítica
A4P2C22	N41°E45°N	3 cm	Gris Claro Oxidado	Gris Pizarra	Grawaca lítica	Grawaca lítica
A4P2C23	N41°E45°N	5 cm	Gris Claro	Gris	Subarcosa	Arenita lítica

			Oxidado	Pizarra		
A4P2C24	N41°E45°N	4 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C25	N41°E45°N	2.8 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Subarcosa	Arenita lítica
A4P2C26	N41°E45°N	3.8 cm	Gris Claro Oxidado	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C27	N41°E45°N	3.2 cm	Marrón Claro Grisáceo	Gris Pizarra	Subarcosa	Subarcosa
A4P2C28	N41°E45°N	4 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C29	N41°E45°N	5.1 cm	Gris Claro Oxidado	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C30	N41°E45°N	5 cm	Marrón Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P2C31	N41°E45°N	15 cm	Marrón	Gris	Arenita lítica	Arenita lítica
A4P2C32	N56°E69°N	4.2 cm	Gris Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P3C33	N56°E69°N	8 cm	Gris Claro	Gris Pizarra	Arenita lítica	Arenita lítica
A4P4C34	N36°E40°N	3.4 cm	Gris Claro	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P4C35	N36°E40°N	7 cm	Gris Claro	Gris Oscuro	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P4C36	N36°E40°N	3 cm	Marrón Rojizo	Gris Claro	Sublitarenita	Arenita lítica

A4P5C37	N60°E66°N	15 cm	Marrón Rojizo	Gris	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P5C38	N60°E66°N	4 cm	Marrón Rojizo	Gris	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P5C39	N60°E66°N	3 cm	Marrón	Gris Pizarra	Sublitarenita	Arenita lítica
A4P5C40	N60°E66°N	4 cm	Marrón Rojizo	Gris	Grawaca lítica	Grawaca lítica

En la figura 24, se muestra la categorización de las areniscas para el afloramientos # 4, tomando en cuenta la clasificación de PETTIJHON, POTTER Y SIEVER (1973), según el triángulo Q-F-L ($Q=Q_m+Q_p$).

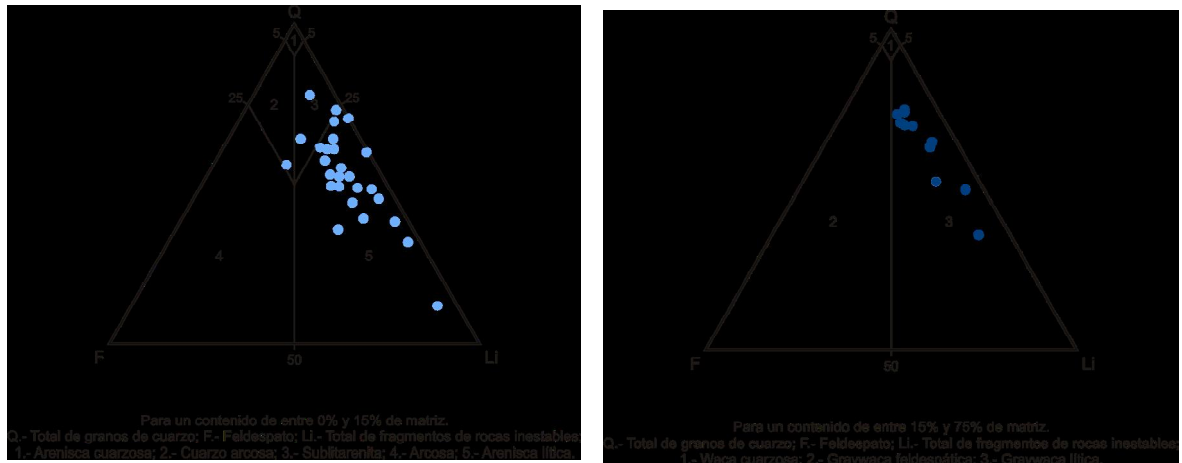


Figura 24. Triángulo propuesto por PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1973), en donde se observa la clasificación para el afloramiento #4 de cada una de las muestras analizadas en el mismo.

A continuación se muestran en fotomicrográficas (fotos 11a a 11ñ) las variedades litológicas de las areniscas para el afloramiento #4.

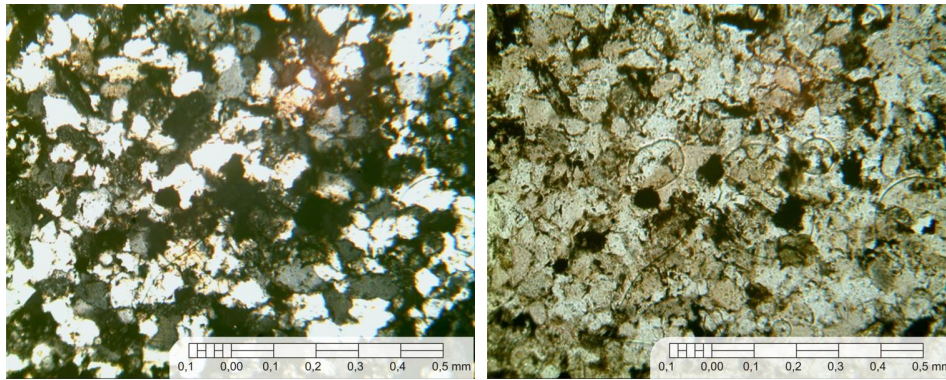


Foto 11a. Fotomicrografía de la muestra A4C1 Arenita Lítica, nicoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Foto 11b. Fotomicrografía de la misma muestra A4C1 Arenita Lítica, nicoles paralelos (derecha), objetivo 10X.

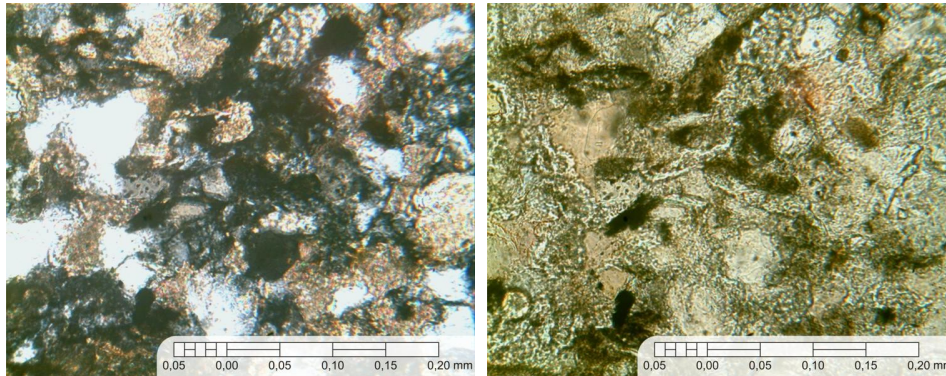


Foto 11c. Fotomicrografía de la muestra A4C4 Grawaca Feldespática, nicoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Foto11d. Fotomicrografía de la misma muestra A4C4 Grawaca Feldespática, nicoles paralelos (derecha), objetivo 10X.

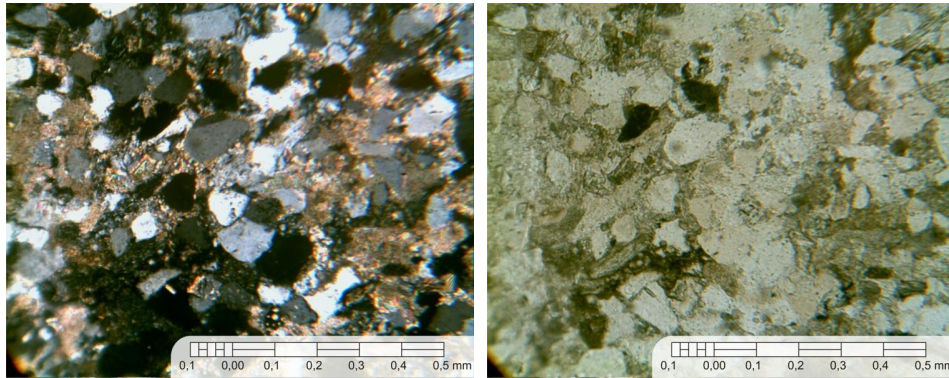


Foto 11e. Fotomicrografía de la muestra A4C12 Subarcosa, nícoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Foto 11f. Fotomicrografía de la misma muestra A4C12 Subarcosa, nícoles paralelos (derecha), objetivo 10X.

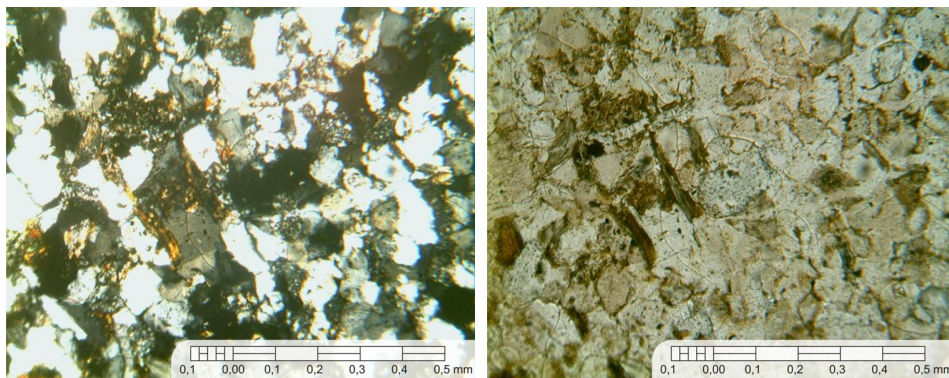


Foto 11g. Fotomicrografía de la muestra A4C14 Grawaca Lítica, nícoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Foto 11h. Fotomicrografía de la misma muestra A4C14 Grawaca Lítica, nícoles paralelos (derecha), objetivo 10X.

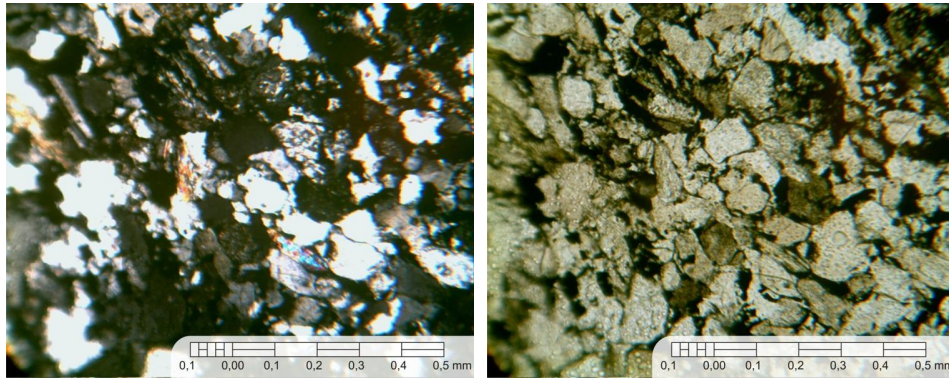


Foto 11i. Fotomicrografía de la muestra A4C15 Sublitenita, nicoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Foto 11j. Fotomicrografía de la misma muestra A4C15 Sublitenita, nicoles paralelos (derecha), objetivo 10X.

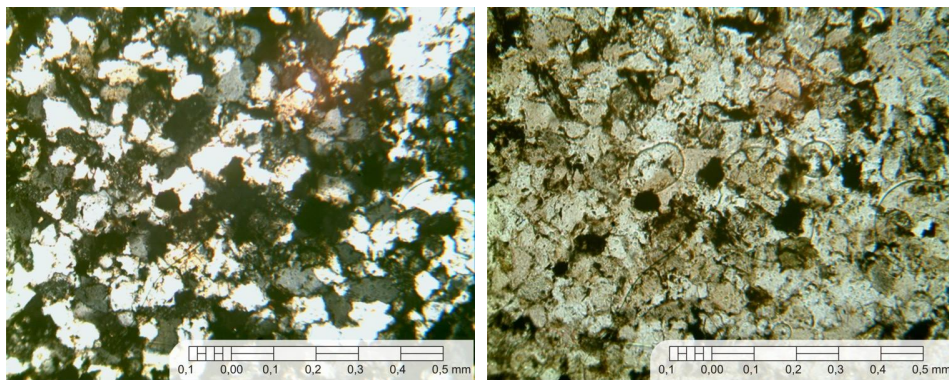


Foto 11k. Fotomicrografía de la muestra A4C2 Sublitenita, nicoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Foto 11l. Fotomicrografía de la misma muestra A4C2 Sublitenita, nicoles paralelos (derecha), objetivo 10X.

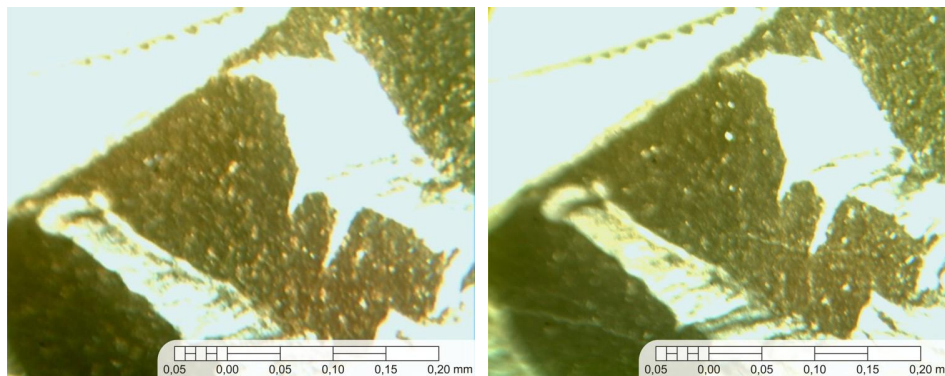


Foto 11m. Fotomicrografía de la muestra A4C18 Arcilite, nicoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. con microfósil. Foto 11n. Fotomicrografía de la misma muestra A4C18 Arcilite, nicoles paralelos (derecha), objetivo 10X.

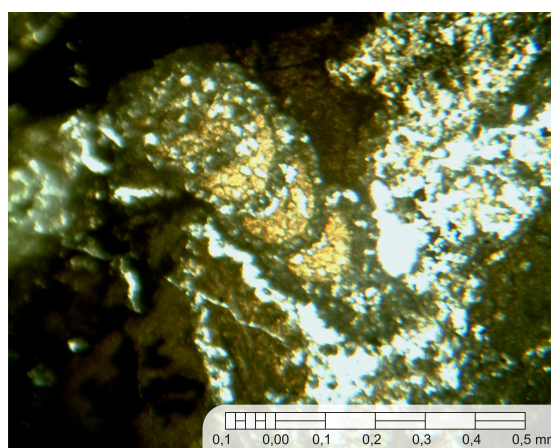


Foto 11ñ. Fotomicrografía de la muestra A4C31, nicoles cruzados (izquierda), objetivo 10X. Microfósil relleno de Calcita

CAPÍTULO VI: ANÁLISIS PETROGRÁFICO

6.- ANÁLISIS PETROGRÁFICO

6.1.- GENERALIDADES

El análisis petrográfico consistió en el estudio modal de 50 muestras, ubicadas en 4 afloramientos localizados en la carretera nacional San Juan de Los Morros-Ortíz, de las cuales 5 pertenecen al afloramiento # 2, 5 corresponden al afloramiento # 3 y las 40 restantes al afloramiento # 4.

Para el estudio modal se tomaron en cuenta los fundamentos descritos en YORIS (1984, 1989, 1994). A continuación se mencionan los pasos involucrados durante ésta etapa:

- Se realizó un barrido para el conteo milímetro a milímetro tanto en el eje “X” como en el eje “Y” en forma de malla para cada una de las muestras, tomando un máximo de 300 puntos, donde los datos obtenidos se utilizan para la completación de las planillas que especifican información correspondientes a estos como por ejemplo: tipo de variable, coordenadas del grano, ocular utilizado en el microscopio, el diámetro mayor y el diámetro menor.
- Finalizado el análisis petrográfico, la información obtenida se introdujo en el programa ANÁLISIS MODAL, el cual es una versión para ambiente Windows actualizada y reelaborada del programa ideado por YORIS (1992), MODALMUN.BAS, construyéndose así una base de datos para cada una de las muestras con los resultados arrojados por éste, los cuales se aprecian en los anexos # 6.
- Por otra parte, el programa en base a la densidad de cada variable genera matrices granulométricas y composicionales en función del porcentaje en peso y el área; además computa los porcentajes en función del área de las partículas, los cuales son usados para la clasificación de las muestras en los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979), PETTIJOHN, POTTER & SIEVER

(1973), el índice de poli-modalidad de YORIS (1992), los parámetros de FOL. & WARD (1957) y los momentos de PETTJOHN *et al.* (1973)(ver anexo 7).

6.2.- PRINCIPALES COMPONENTES DETRÍTICOS

6.2.1.- CUARZO MONOCRISTALINO

Éste se divide en dos variables diferentes, cuarzo monocristalino de extinción recta (variable # 5) y cuarzo monocristalino de extinción ondulatoria (variable #6). El primero posee una extinción menor de 5°, mientras que el segundo tiene una extinción mayor a los 5°.

El cuarzo monocristalino de extinción recta, a veces de contorno euhedral y con “bahías” de asimilación, habitualmente se imputa en la literatura a un origen volcánico, esto debido a que el cuarzo ígneo plutónico generalmente no presenta una extinción tan recta; si a eso le añadimos el tipo de inclusiones podría ser un criterio admitido para la diferenciación entre éstos. Por otra parte, el cuarzo de origen metamórfico usualmente se relaciona con aquellos que tienen “extinción ondulatoria” sin importar el tipo de esta (Fotos 12 y 13). Se ha comprobado que los procesos de compactación y deformación que ocurren a lo largo de la diagénesis podrían producir texturas acompañadas de una extinción ondulatoria que supere los 5°; debido a esto es de gran ayuda resaltar la textura que rodea el grano. En el caso ígneo las inclusiones y el tipo de extinción son ventajosos cuando se quiere identificar la procedencia (Foto 14). YORIS (1984).

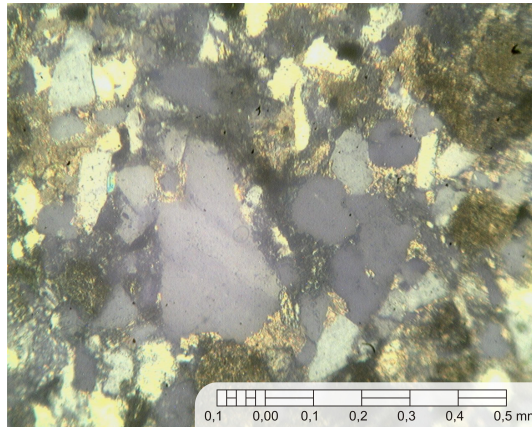


Foto 12. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria.

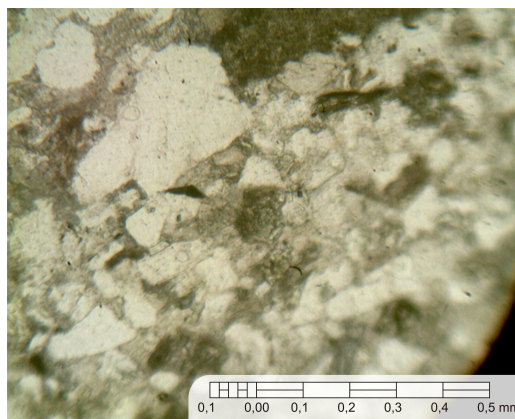


Foto 13. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nícoles paralelos, objetivo 10X. Se observa cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria.

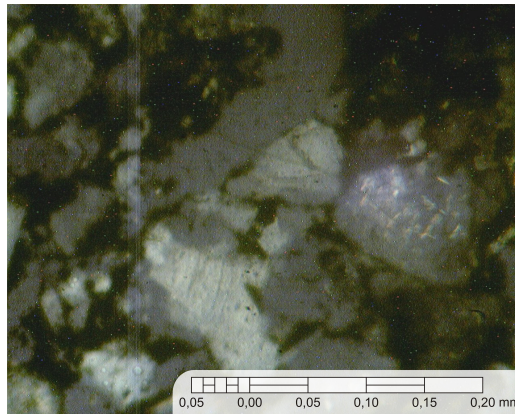


Foto 14. Fotomicrografía de la muestra A4C15, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa cuarzo con inclusión de micas.

En los afloramientos #2 y #3 la aparición del cuarzo monocristalino de extinción recta (variable #5) es relativamente baja y uniforme. Sus valores se encuentran entre un rango del 3 y 8 % (figura 25). En la figura 26 se muestra que para este estudio en éstos afloramientos, la variable cuarzo monocristalino de extinción ondulatoria (variable #6) resulto ser la variable con el mayor porcentaje relativo con un promedio de 30% del total de la población. El cuarzo monocristalino de extinción recta presento un promedio de 5,93%, mucho menor a la variable anteriormente mencionada. Por otro lado la variación general del diámetro promedio entre las dos variables fue muy similar, para la variable #5 se obtuvo un valor de 0,0676 mms, mientras que el valor obtenido para la variable #6 fue de 0,07 mms (figura 27).

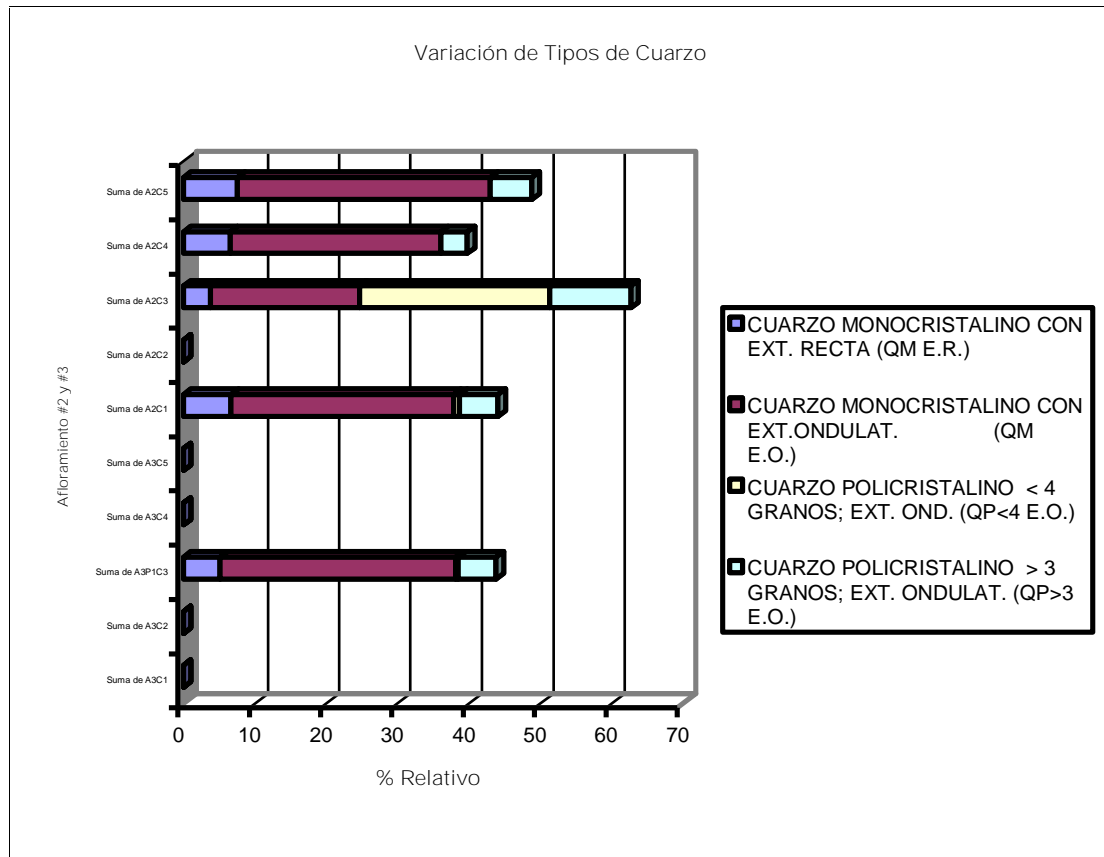


Figura 25. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de cuarzo en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

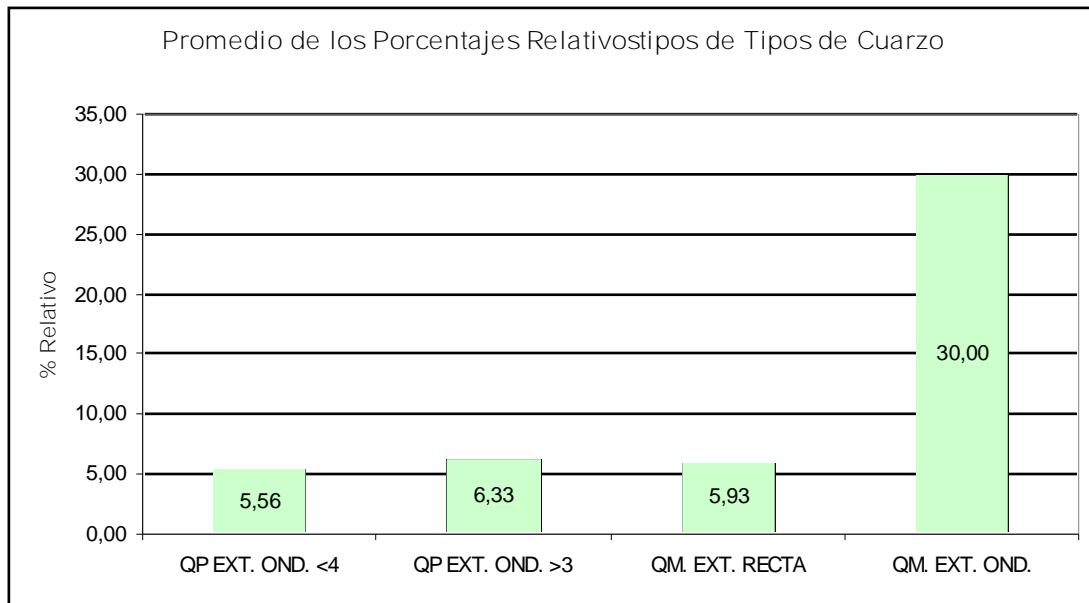


Figura 26. Se muestra la variación en porcentaje en los distintos tipos de cuarzo en los afloramientos #2 y #3.

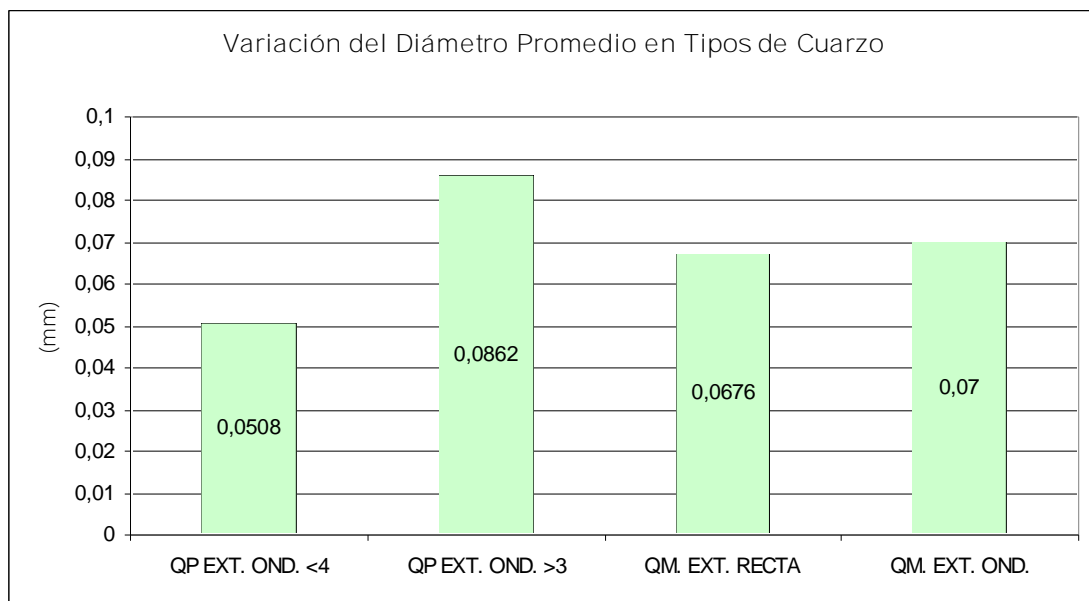


Figura 27. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de cuarzo en los afloramientos #2 y #3.

En el afloramiento # 4, la presencia de la variable cuarzo monocristalino de extinción recta no es homogénea y presenta un patrón cíclico; aumenta y disminuye a lo largo del afloramiento presentando porcentajes entre 3% y 30%. La variable cuarzo monocristalino de extinción ondulatoria presenta una distribución más uniforme a lo largo del afloramiento # 4; el rango de porcentaje está entre 14% y 37%, a excepción de la muestra A4C31 que presenta un 4,24% de esta variable. (figura 28).

Al igual que en los afloramientos # 2 y # 3, el cuarzo monocristalino de extinción ondulatoria fue la variable más abundante con un 24,76% de la población total, mientras que el cuarzo monocristalino de extinción recta presentó un valor de 11,85%. (figura 29). La variación del diámetro promedio de las dos variables es sumamente parecida, la variable # 5 presentó un valor de 0,085 mms y la variable # 6 0,081 mms (figura 30).

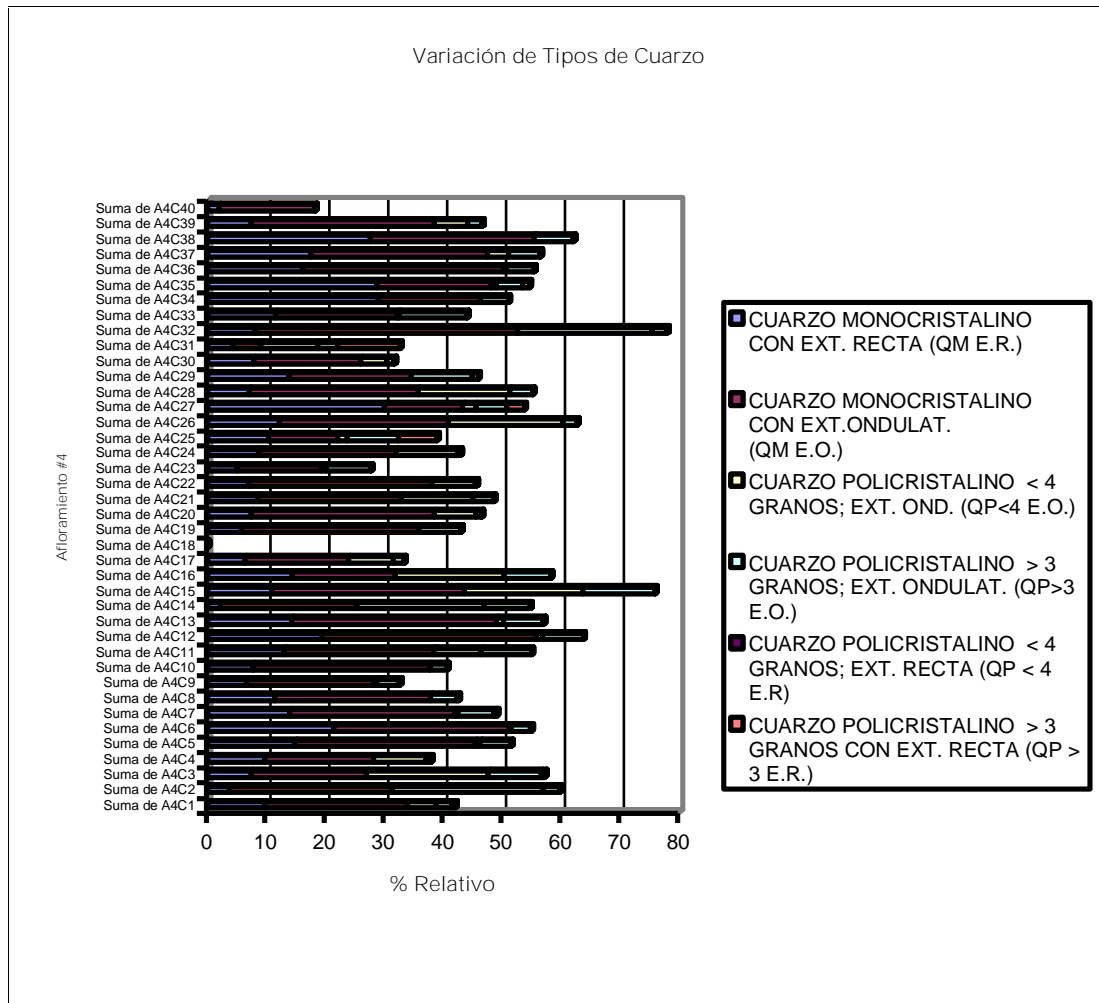


Figura 28. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de cuarzo en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

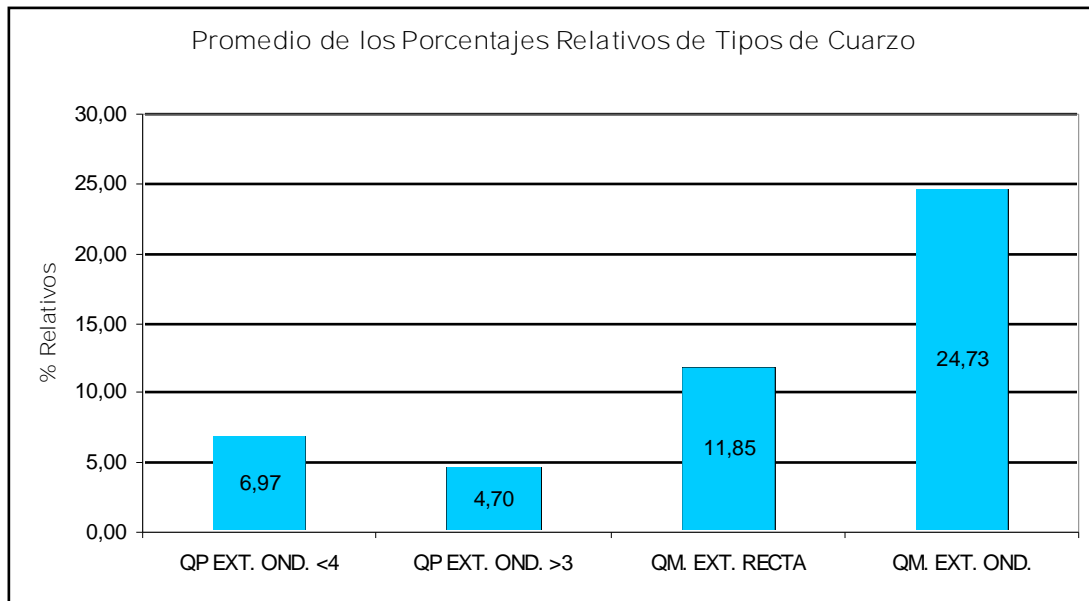


Figura 29. Se muestra la variación en porcentaje en los distintos tipos de cuarzo en el afloramiento #4.

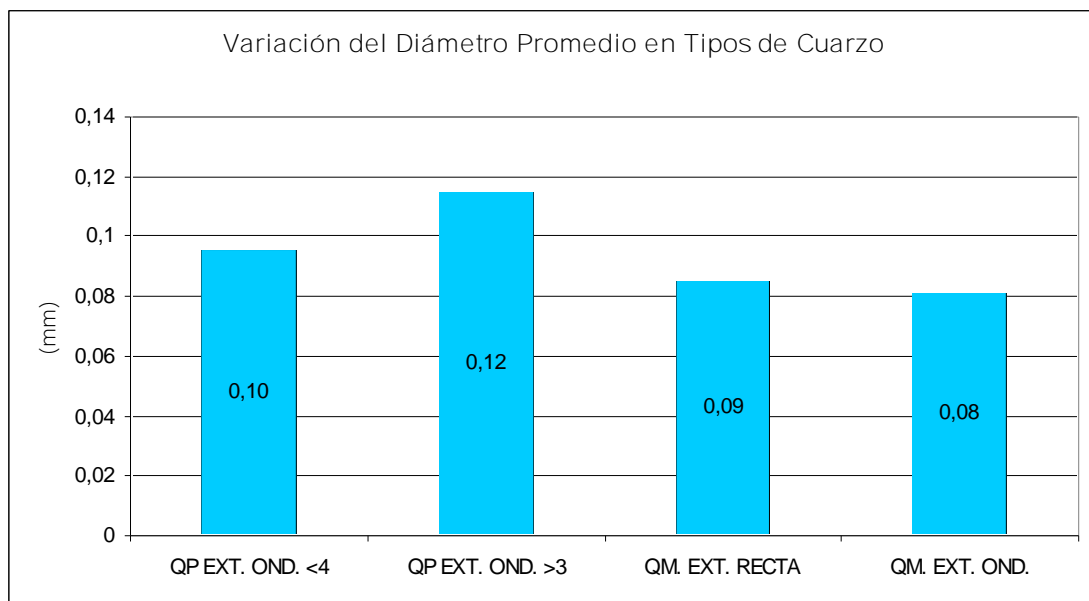


Figura 30. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de cuarzo en el afloramiento #4.

6.2.2.- CUARZO POLICRISTALINO

Éste se define como el grano de cuarzo que presenta más de un cristal. Según YORIS (1992) para este análisis el mismo se dividió en cuatro variables diferentes:

- Variable # 1: Cuarzo policristalino con menos de 4 granos de extinción recta.
- Variable # 2: Cuarzo policristalino con menos de 4 granos de extinción ondulatoria.
- Variable # 3: Cuarzo policristalino con mas de 3 granos de extinción recta.
- Variable # 4: Cuarzo policristalino con mas de 3 granos de extinción ondulatoria.

Las variables que corresponden al cuarzo policristalino de extinción recta fueron prácticamente nulas en los 3 afloramientos muestreados, lo cual podría explicarse a través de un aporte sustancial proveniente del dominio de terrenos metamórficos.

La presencia del cuarzo policristalino de extinción ondulatoria en los afloramientos # 2 y # 3 es baja y uniforme a excepción de la capa A2C3 que presenta porcentajes mayores al 10% de estas variables. En el afloramiento #4 se observa un incremento importante en algunas capas, aunque sin presentar un patrón específico. En general el cuarzo policristalino de extinción ondulatoria mayor de 3 granos supera al menor de 4 granos en los afloramientos #2 y #3, mientras que en el afloramiento # 4 ocurre lo opuesto, aunque en ninguno de los 2 casos la diferencia es muy significativa. (figura 25).

La variable # 4 presentó un porcentaje promedio de 4,30% en relación a la población total. Por su parte la variable # 2 presentó un valor del 6% en promedio a la población total (figura 28). Por otra parte el diámetro promedio fue de 0,079 mms y 0,098 mms para las variables # 2 y # 4 respectivamente (figura 30).

6.2.3.- FELDESPATOS

Éstos son los silicatos de mayor abundancia en la corteza terrestre (aproximadamente 60%). Según YORIS (1992) para este análisis se dividen en tres variables diferentes:

- Variable # 7: Plagioclasa.
- Variable # 8: Feldespato potásico
- Variable # 9: Feldespato indeterminado (alterado).

Algunas muestras se observan en las fotos 15 a la 17.

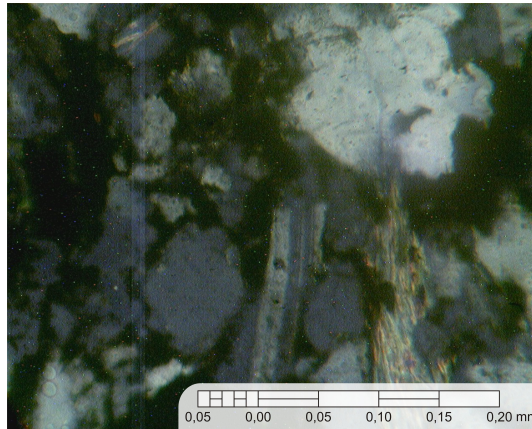


Foto 15. Fotomicrografía de la muestra A4C15, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa plagioclasa.

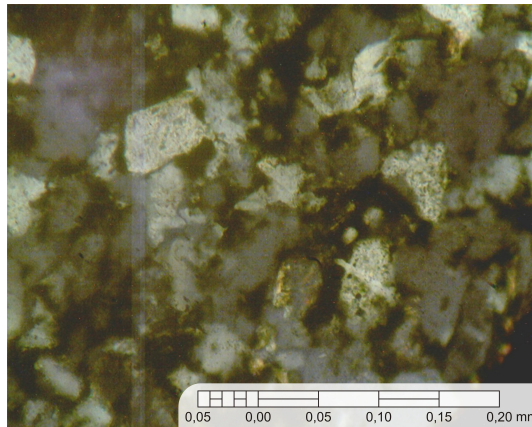


Foto 16. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa feldespato potásico.

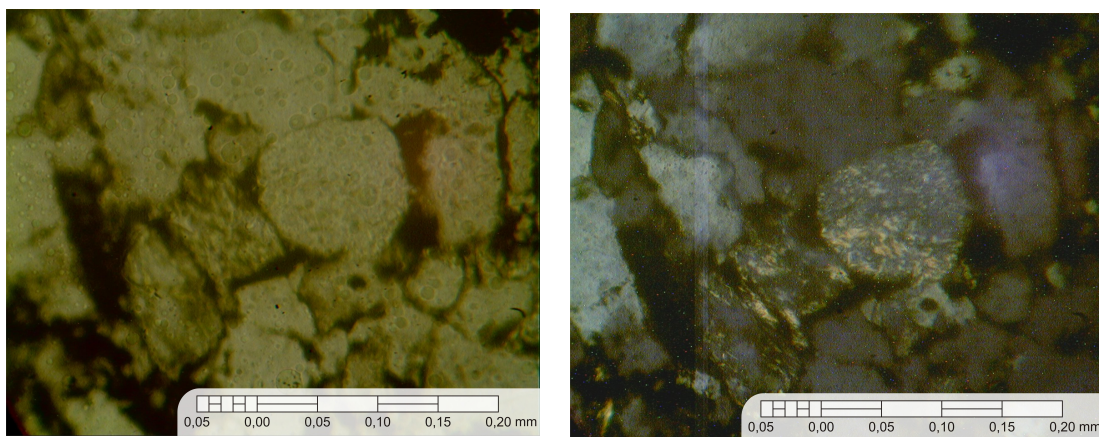


Foto 17. Fotomicrografías de la muestra A4C15, nícoles paralelos (izquierda), nícoles cruzados (derecha), objetivo 25X. Se observa feldespato indeterminado.

En los afloramientos #2 y #3 es claro el dominio del feldespato potásico el cual aumenta y disminuye su porcentaje relativo sin seguir un patrón marcado y manteniéndose casi constante en éstos (figura 31). Por su parte los porcentajes tanto de las plagioclasas como el de los feldespatos indeterminados (alterados) son bastante bajos, arrojando valores entre 0,13% y 1,77% en relación al total de la población, a excepción de la muestra A2C2 donde la el feldespato indeterminado presenta un valor del 3,94%.

La variable # 8 presenta un promedio de abundancia en los afloramientos de 11, 58%, el cual es muy elevado al compararlo con el 0,66% y 0,87% de las variables #7 y # 9 respectivamente (figura 32).

Por otra parte el feldespato potásico fue el que presentó un mayor diámetro en promedio con 0,071 mms, la plagioclasa presentó 0,045 mms y el feldespato indeterminado (alterado) 0,039 mms. (figura 33). Tomando en cuenta el dominio del diámetro promedio de los feldespatos sobre el diámetro promedio del feldespato indeterminado (alterado) se podría inferir sobre el bajo grado de alteración diagenética que presentan los feldespatos en las muestras de este afloramiento.

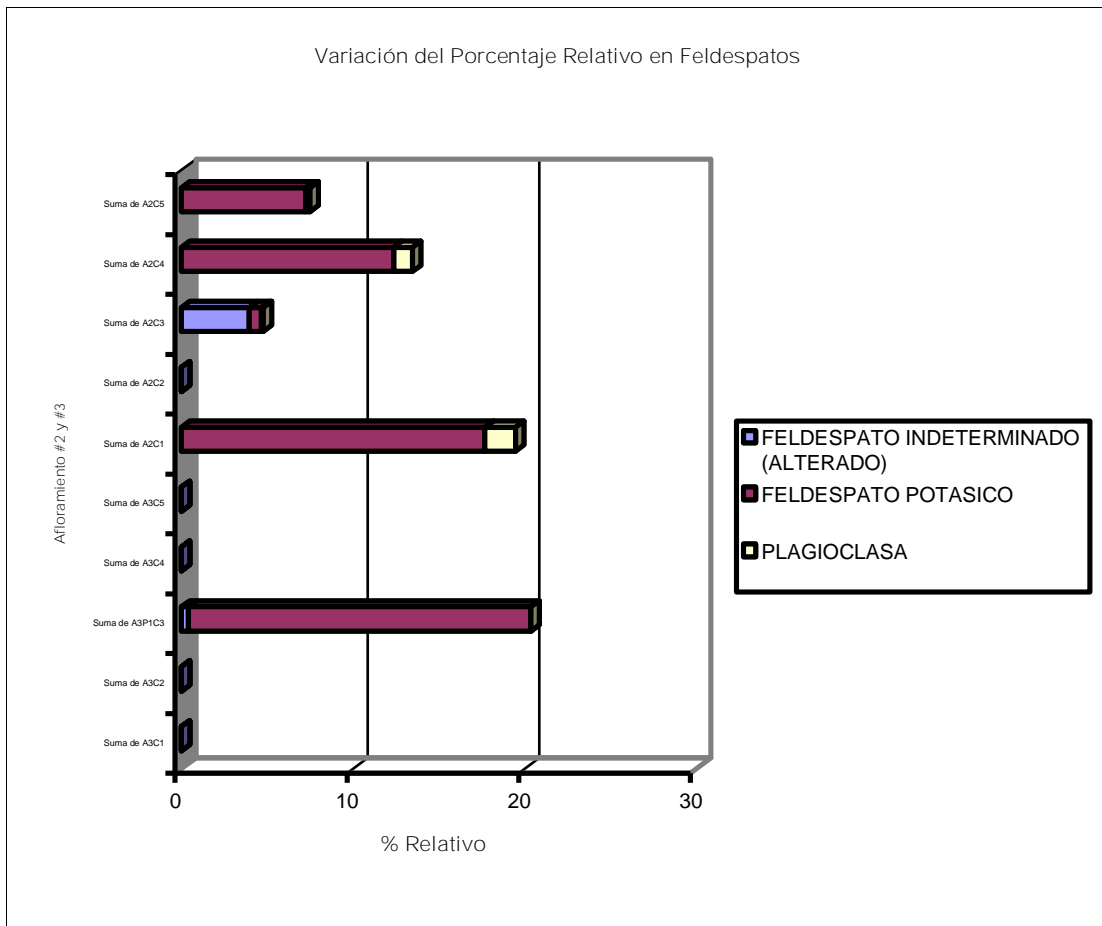


Figura 31. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de feldespato en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

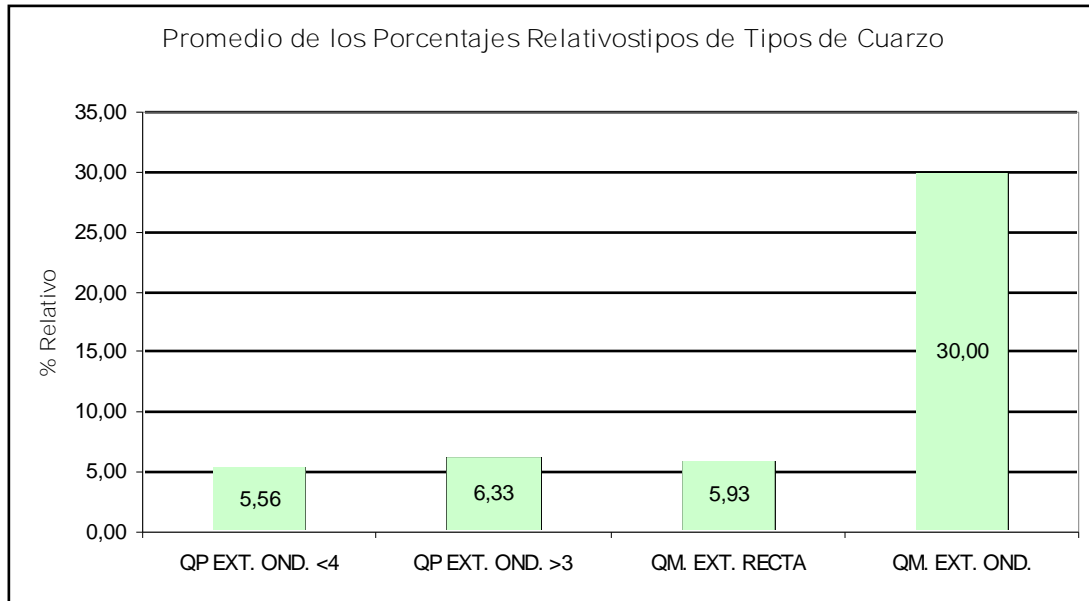


Figura 32. Se muestra la variación en porcentaje en los distintos tipos de feldespatos en los afloramientos #2 y #3.

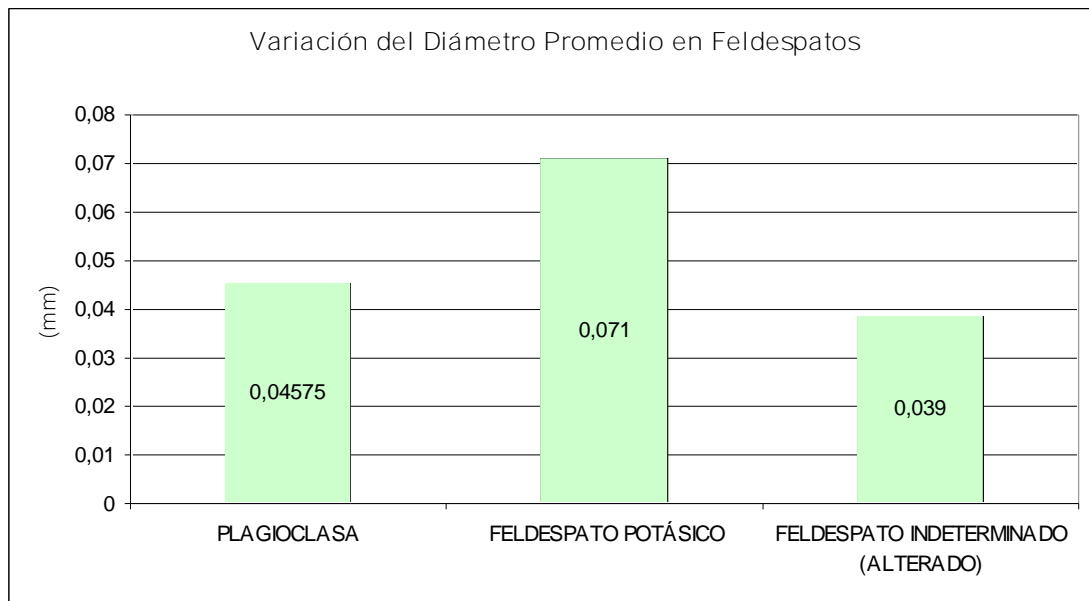


Figura 33. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de feldespatos en los afloramientos #2 y #3.

En el afloramiento # 4 también se puede observar un claro dominio por parte del feldespato potásico a pesar de no presentar valores constantes a lo largo del afloramiento, éstos van desde el 0,16% de la población total en la muestra A4C32, al 14,66% en la muestra A4C27. El feldespato indeterminado (alterado) también es observado a lo largo del afloramiento y aunque no abunda tanto como el feldespato potásico, si se presenta de manera más constante; sus valores oscilan entre 0,17% de la población total en la muestra A4C37 y 6,8% en la muestra A4C2. Por último el porcentaje de plagioclasas observadas a lo largo del afloramiento, varía entre un 0,1% de la población total en la muestra A4C1 y 3,93% en la muestra A4C31 (figura 34).

El feldespato potásico fue el la especie mineral que mostró un mayor porcentaje relativo dentro de éste grupo con un 3,92%, le sigue el feldespato indeterminado (alterado) con un 1,32% y por último la variable referente a las plagioclasas con 0,96% (figura 35).

El mayor diámetro promedio dentro de éste grupo fue presentado por el feldespato potásico con un valor 0,08 mms, seguido por la plagioclasa que mostró 0,06 mms como diámetro promedio, y por último el feldespato indeterminado alterado que con 0,04 mms. (figura 36).

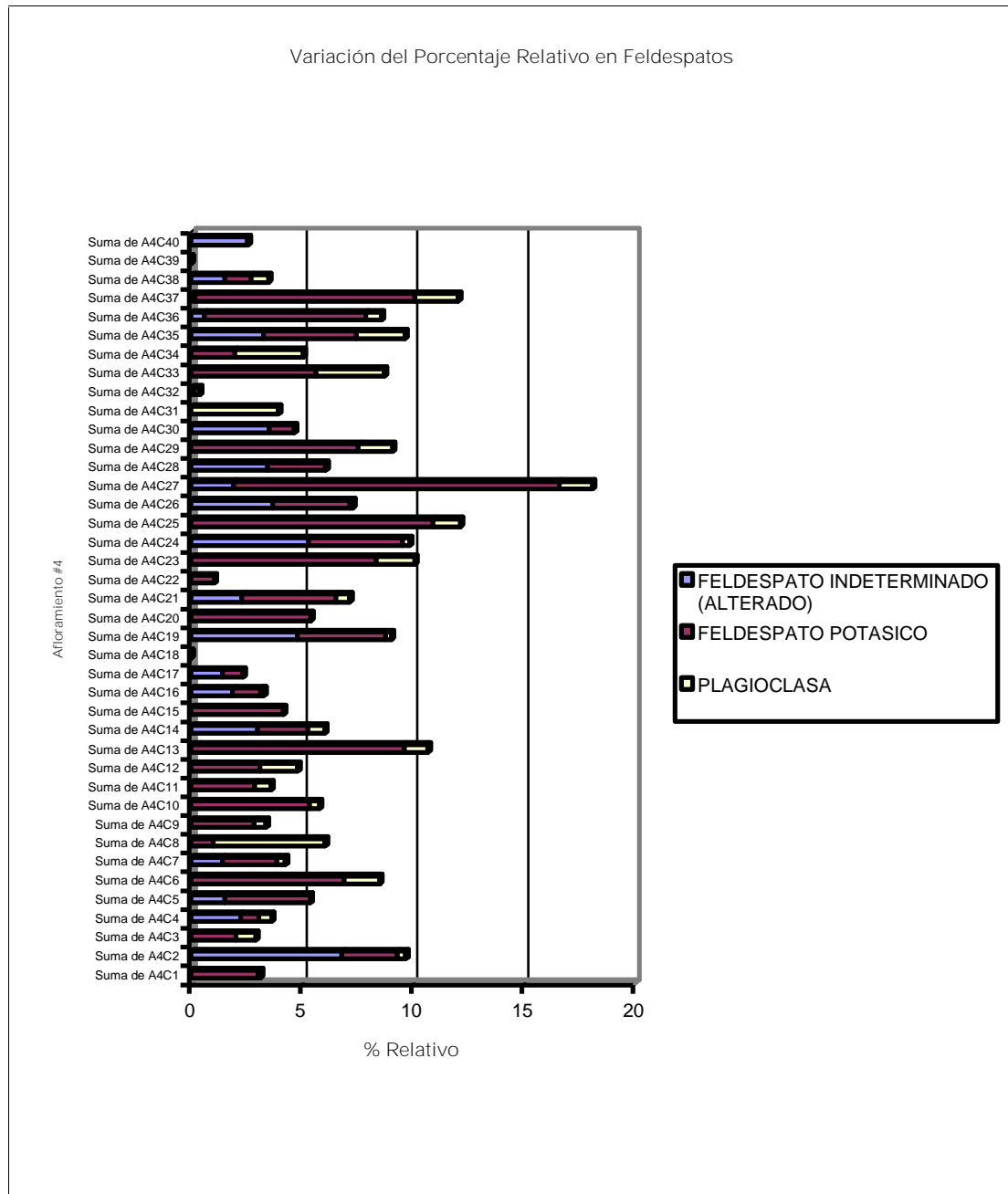


Figura 34. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de feldespatos en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

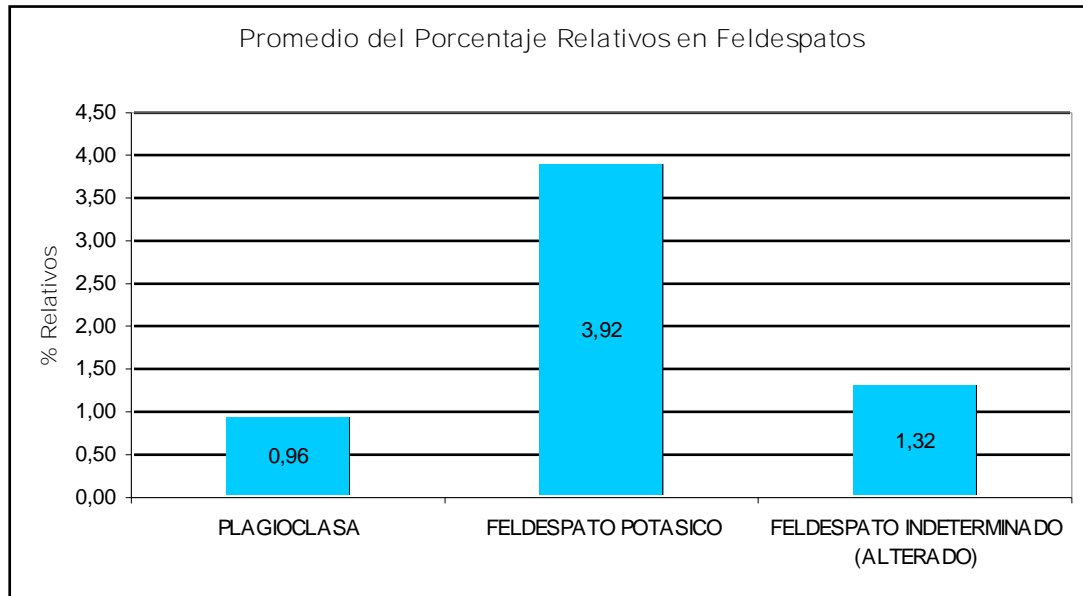


Figura 35. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de feldespatos en el afloramiento #4.

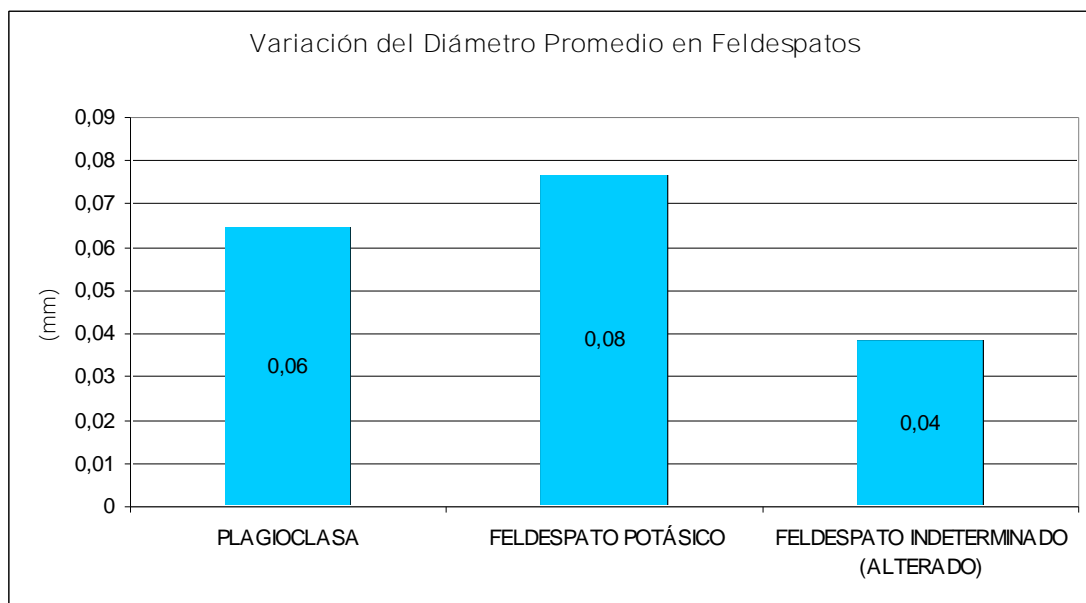


Figura 36. Se muestra la variación del diámetro promedio en los distintos tipos de feldespato en el afloramiento #4.

6.2.4.- FRAGMENTOS DE ROCA

Para la diferenciación de los fragmentos de roca que se involucran en éste análisis se toman en cuenta las variables propuestas por YORIS (1992):

- Variable # 10: Fragmentos de lutitas, limonitas arcillosas.
- Variable # 11: Fragmentos volcánicos no metamórficos
- Variable # 12: Fragmentos de esquistos y/o filitas.
- Variable # 13: Fragmentos de gneises y/o metamórficas no foliadas.
- Variable # 14: Fragmentos de roca ígnea felsica.
- Variable # 15: Fragmentos de roca ígnea máfica.
- Variable # 16: Fragmentos de roca ígnea ultramáfica.
- Variable # 17: Fragmentos de ftanita y/o meta-ftanita.
- Variable # 61: Fragmentos volcánicos metamórficos.
- Variable # 74: Fragmentos de arenisca arcillosa.

Algunas muestras se observan en las fotos 18 a la 20.

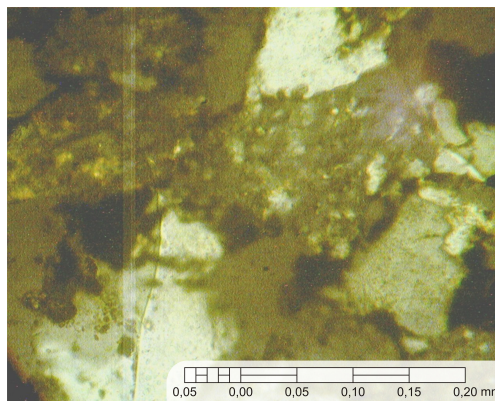


Foto 18. Fotomicrografía de la muestra A4C15, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa fragmento de ftanita.

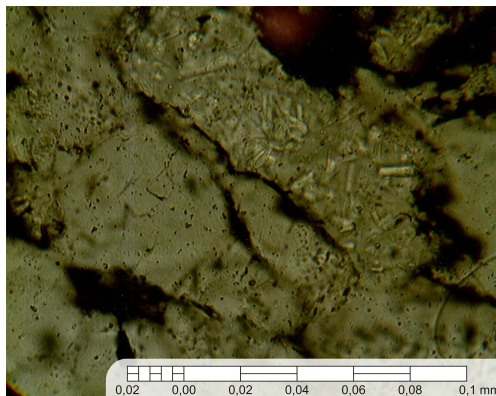


Foto 19. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nícoles paralelos, objetivo 63X. Se observa fragmento de roca volcánica.



Foto 20. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nícoles paralelos, objetivo 10X. Se observa fragmentos de roca metamórficos.

En los afloramientos # 2 y # 3 la presencia de fragmentos de roca es bastante baja y ninguna de las variables parece presentar un patrón específico a lo largo de éste (gráfico 37).

La variable # 12 correspondiente a fragmentos de esquistos y/o filitas es la variable de mayor presencia de éste grupo en los afloramientos antes mencionados y presenta promedio del 2,11% en el total de la población. La variable # 17 presenta un 1,43%, la variable # 13 un 0,66% y la variable # 10 un 0,25%. El resto de las variables de éste grupo no fueron observadas en éstos afloramientos (figura 38).

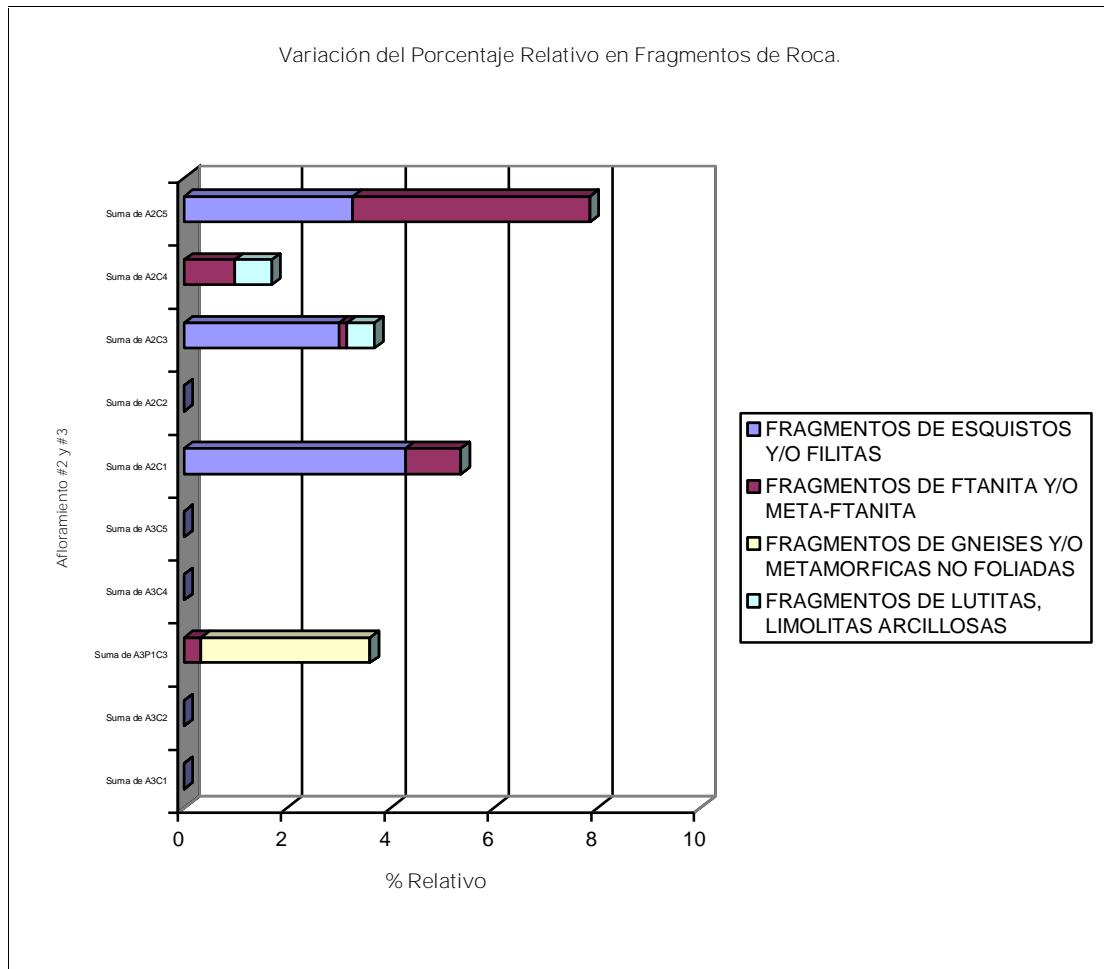


Figura 37. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de fragmentos de roca en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

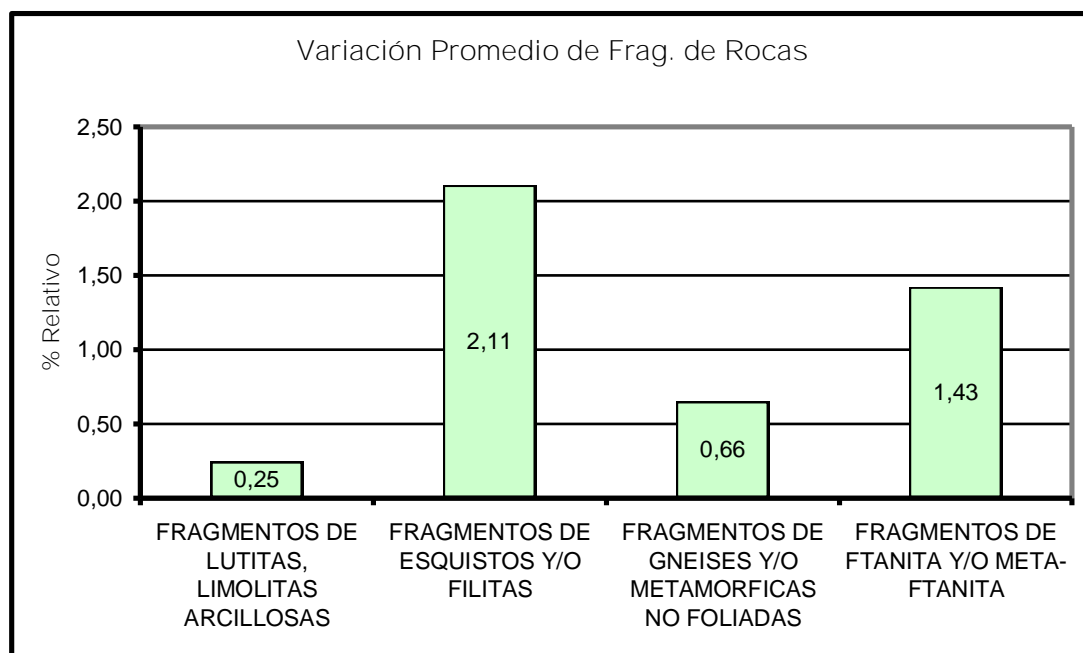


Figura 38. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de fragmentos de roca en los afloramientos #2 y #3.

En el afloramiento # 4 los fragmentos de ftanita y/o meta-ftanita se presentan de una manera bastante uniforme a lo largo del mismo, con la excepción de la muestra A4C1 donde su nivel es mucho más alto, y las muestras A4C4, A4C5 y A4C40 donde por el contrario presenta un porcentaje menor al mostrado a lo largo del afloramiento. Los fragmentos de esquistos y/o filitas muestran un porcentaje variable; los fragmentos de lutitas, limonitas-arcillosas tienden a aumentar hacia el medio del afloramiento para luego disminuir nuevamente hacia el final del mismo, los fragmentos de arenisca arcillosa ocurren esporádicamente desde la muestra A2C2 hasta la muestra A4C37 donde se observa un ligero aumento. Por su lado, los fragmentos de gneises y/o metamórficas no foliadas tienen una presencia baja y constante a lo largo del afloramiento (figura 39).

Los fragmentos de roca que presentaron un mayor promedio dentro de éste afloramiento fueron los fragmentos de ftanita y/o meta-ftanita y los fragmentos de esquistos y/o filitas, con valores de 4,84% y 3,73% respectivamente. Le siguen los

fragmentos de lutitas, limonitas arcillosas con 1,79%, luego fragmentos de gneis y/o metamórficas no foliadas con 0,93%, fragmentos de areniscas arcillosas con 0,57% y por último los fragmentos volcánicos no metamórficos con un 0,25% (figura 40).

Variación del Porcentaje de Fragmentos de Roca.

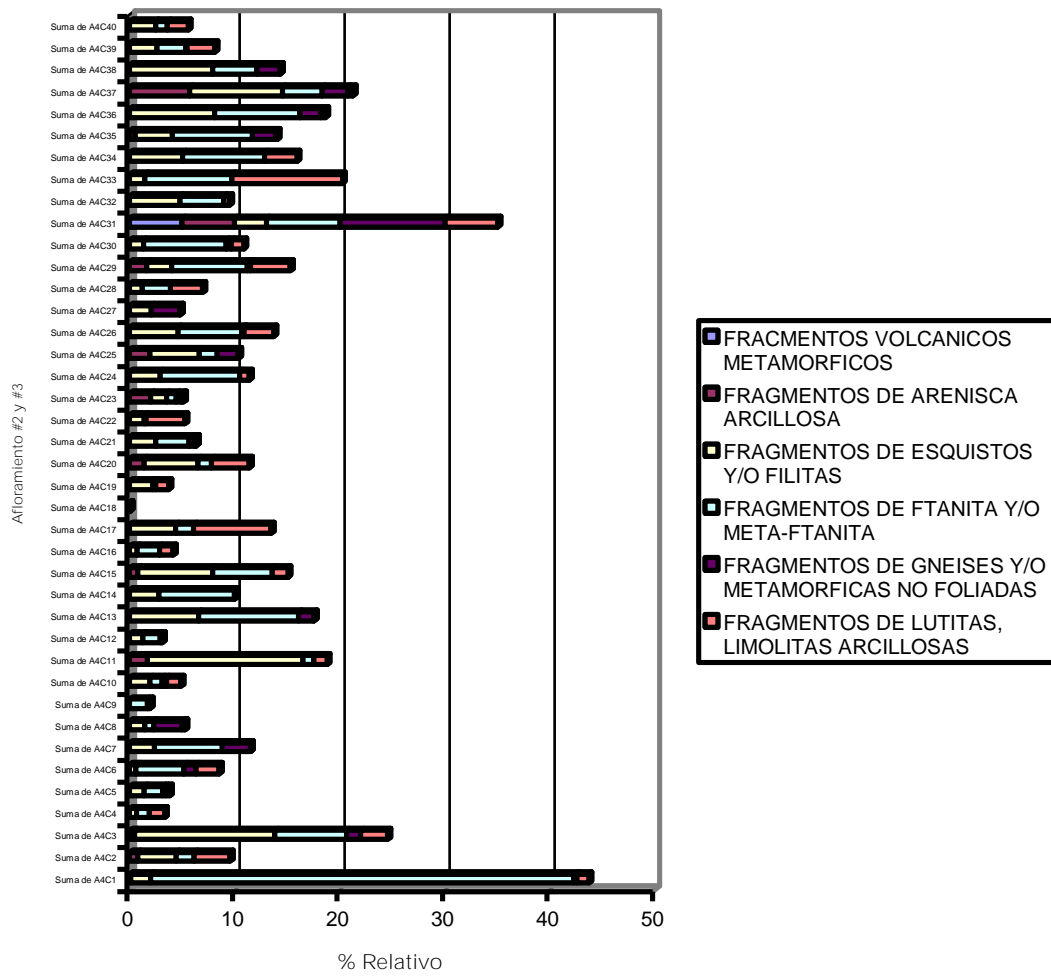


Figura 39. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de fragmentos de roca en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

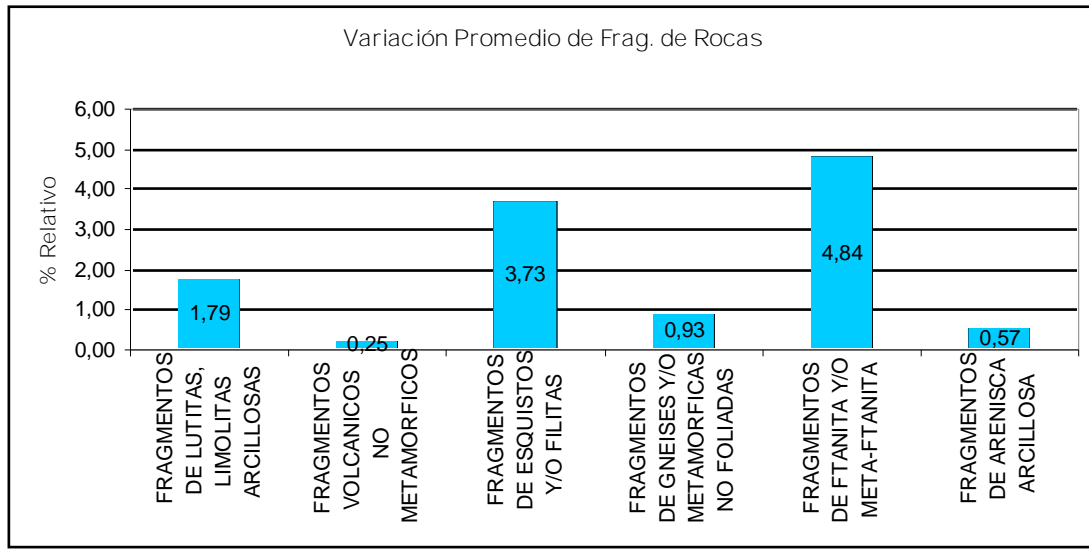


Figura 40. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de fragmentos de roca en el afloramiento #4.

6.2.5.- MATRIZ ARCILLOSA

Este grupo está conformado por las siguientes variables:

- Variable # 41: Illita
- Variable # 42: Illita/caolinita
- Variable # 43: Caolinita detrítica
- Variable # 44: Caolinita autigénica
- Variable # 45: Illita/smectita
- Variable # 46: Smectita
- Variable # 69: Seudomatriz arcillosa
- Variable #71: Matriz limo-arcillosa indeterminada

Una muestra se observa en la foto 21.

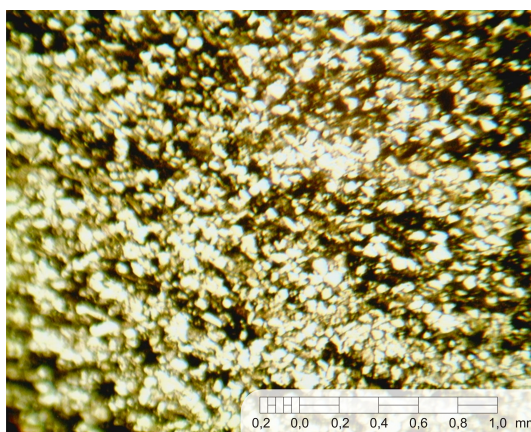


Foto 21. Fotomicrografía de la muestra A4C38, nicoles paralelos, objetivo 4X. Se observa matriz limo-arcillosa.

Los afloramientos # 2 y # 3 presentan a la variable # 71, referente a la matriz limo-arcillosa indeterminada como la más dominante dentro de este grupo; se observa de una manera bastante constante a lo largo de ambos, sus valores están entre el 11% y 32% del total de la población (figura 41). La variable # 43 caolinita detrítica, aparece solo en la muestra A2C1, mientras que en la muestra A2C2 existe presencia de las variables # 44 caolinita autigénica, y la # 69 pseudo-matriz arcillosa. (figura 42).

La matriz limo-arcillosa indeterminada resultó ser la variable más abundante dentro de éste grupo, se presume un origen detrítico debido a la presencia de fragmentos de la misma, con indicios de deformación como resultado de los procesos diagenéticos de compactación y re-cristalización.

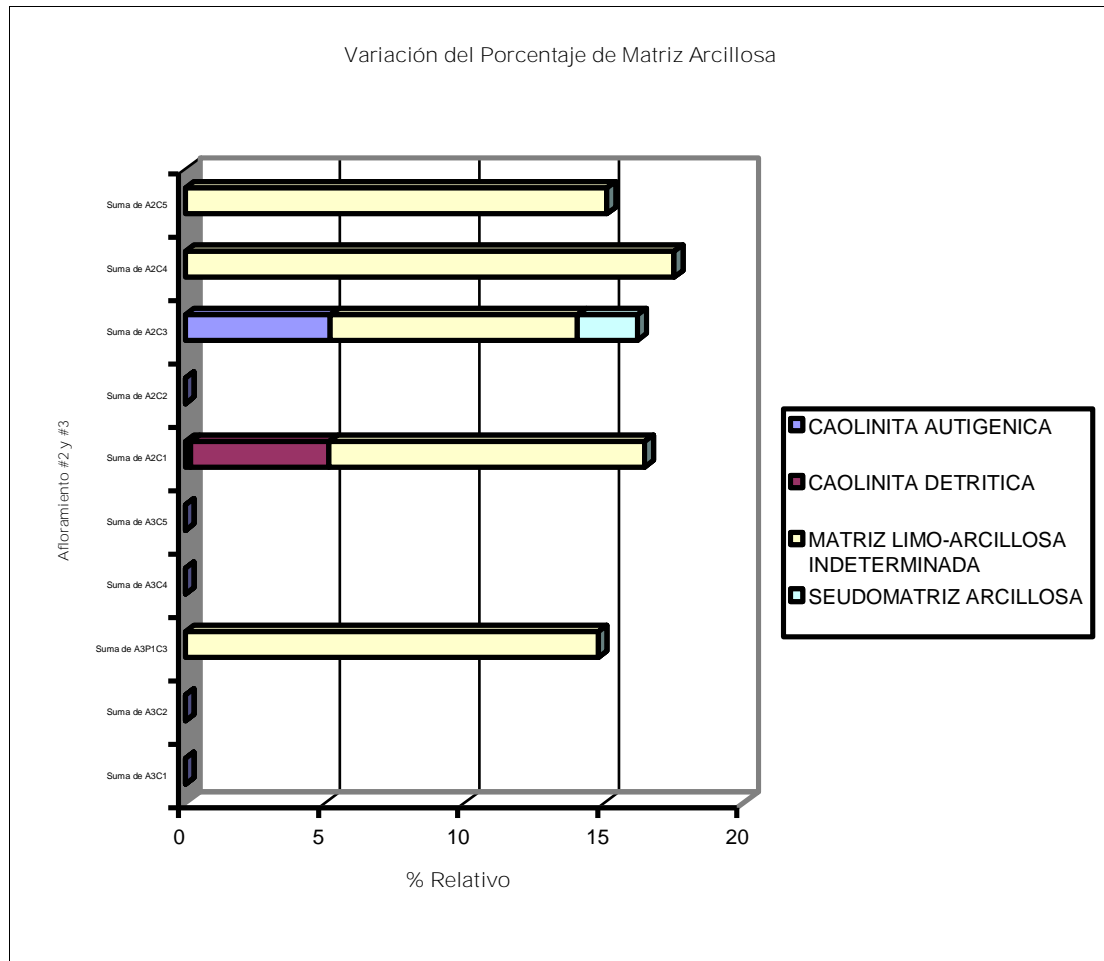


Figura 41. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de matriz arcillosa en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

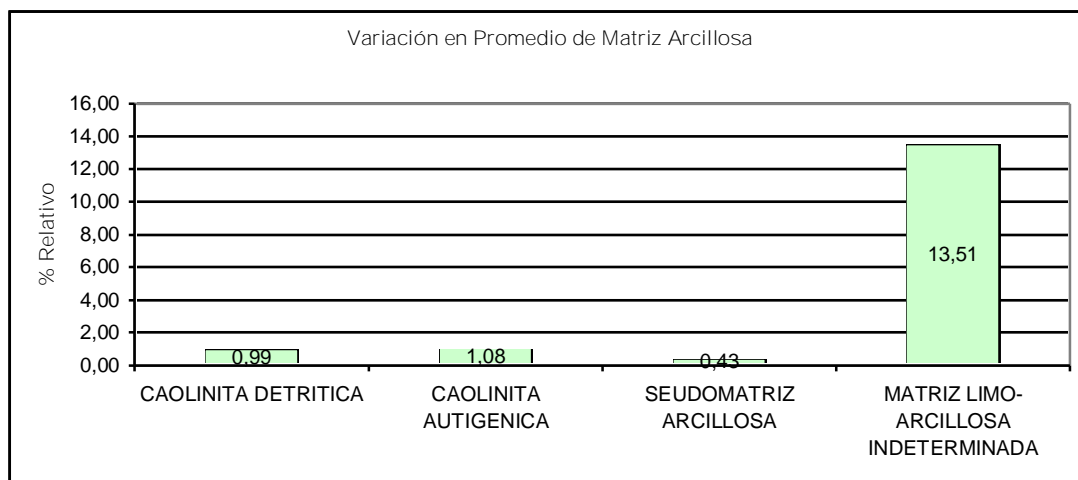


Figura 42. Se muestra la variación en porcentaje promedio en los distintos tipos de matriz arcillosa en los afloramientos #2 y #3.

Por su parte, el afloramiento # 4 presenta a la matriz limo-arcillosa indeterminada de una manera casi constante hasta la mitad del mismo en dirección Ortíz-San Juan de los Morros, luego sus valores disminuyen hasta hacerse casi nulos, excepto en la muestra A4C40 donde presenta su más alto valor. La variable # 69, seudomatriz arcillosa, presenta su mayor concentración hacia la parte media del afloramiento, con un patrón creciente; a partir de este punto su ocurrencia es prácticamente nula. Para la variable # 43, caolinita detrítica, se observa un patrón intermitente, con concentraciones máximas en la parte baja y media alta de la sección; por último la variable # 44, caolinita autigénica, se presenta siguiendo un patrón constante con valores sumamente bajos, a excepción de la muestra A4C14 donde ocurre su máximo valor (figura 43).

En cuanto al promedio de cada una de éstas variables dentro del afloramiento, la matriz limo-arcillosa indeterminada presenta el valor más alto con 6,57%, el cual es prácticamente 5 veces mayor al valor presentado por el resto de las variables en el grupo; éstos valores son: caolinita autigénica 1,26%, seudomatriz arcillosa 1,24% y caolinita detrítica 1,02% (figura 44).

Es importante resaltar la coincidencia entre la mayor concentración de matriz arcillosa hacia la parte baja del afloramiento (Ortíz-San Juan de los Morros) con la ocurrencia máxima de las areniscas grawaquicas en los mismos puntos, lo que sugiere un resultado lógico en la relación a los aspectos aquí descritos.

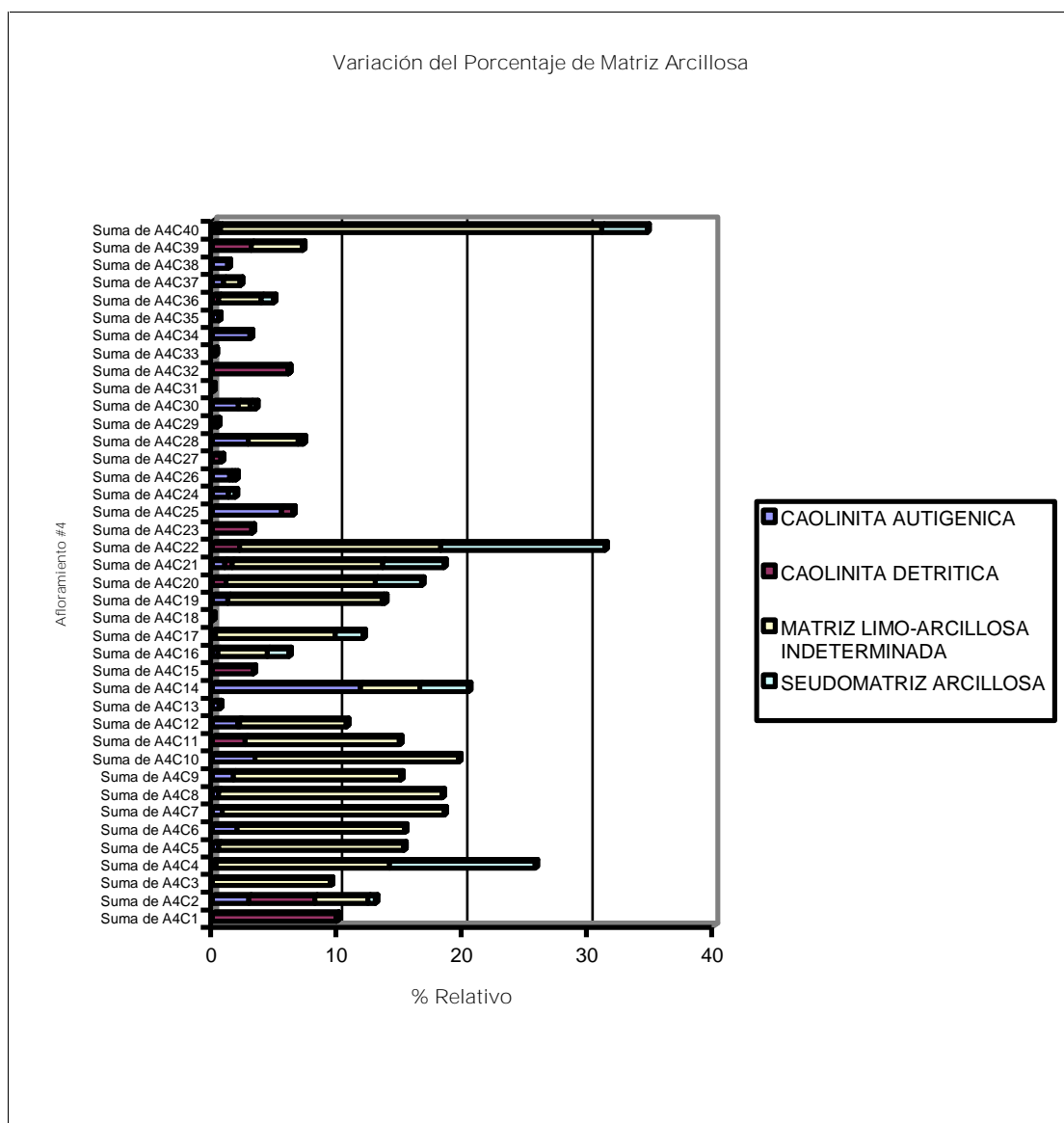


Figura 43. Se muestra variación en porcentaje de los distintos tipos de matriz arcillosa en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

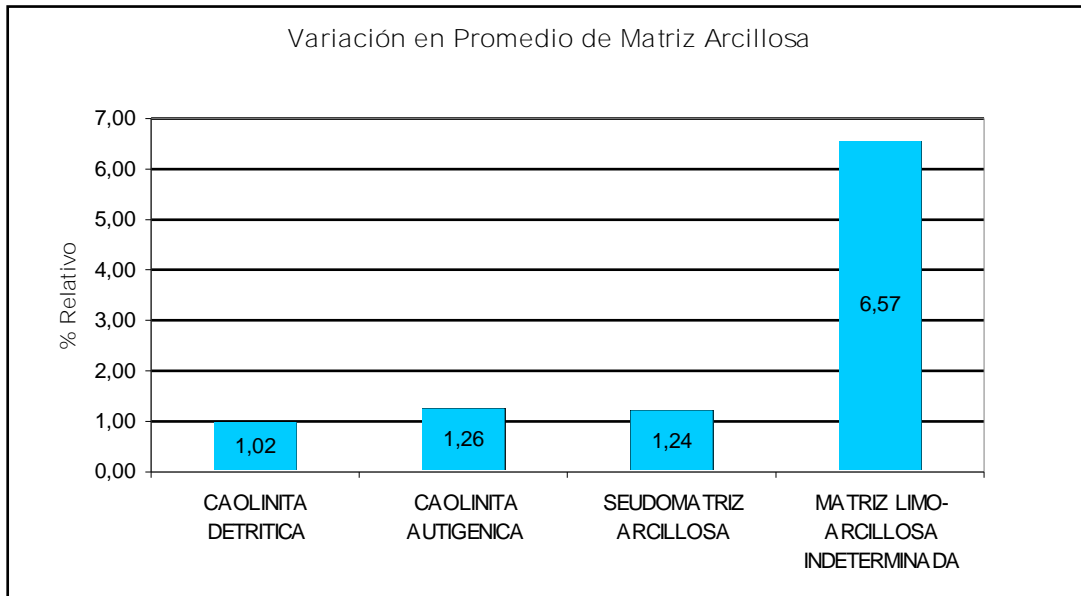


Figura 44. Se muestra la variación en porcentaje promedio de los distintos tipos de matriz arcillosa en el afloramiento #4.

6.2.6.- CARBONATOS

Las variables tomadas en cuenta para la descripción de los carbonatos son las siguientes:

- Variable # 47: Calcita
- Variable # 48: Dolomita/siderita

Algunas muestras se observan en las fotos 22 a la 24.

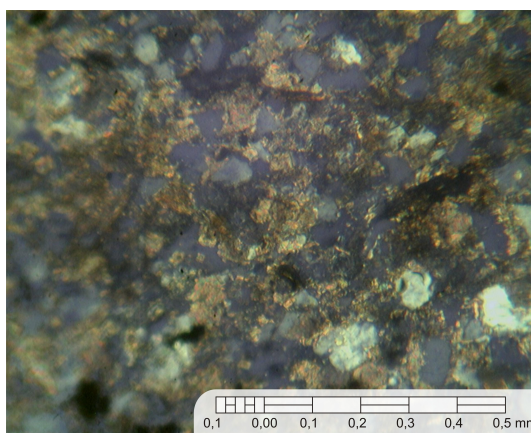


Foto 22. Fotomicrografía de la muestra A4C8, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cemento de calcita.

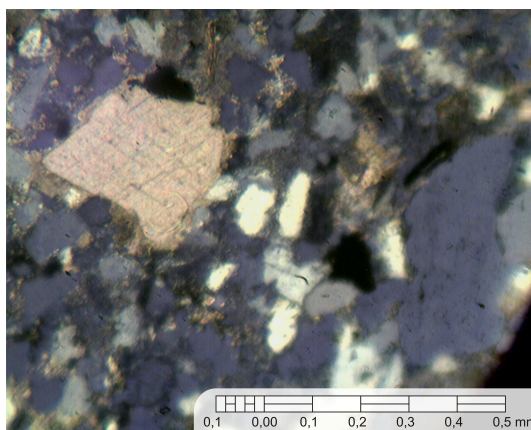


Foto 23. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cristal de calcita.

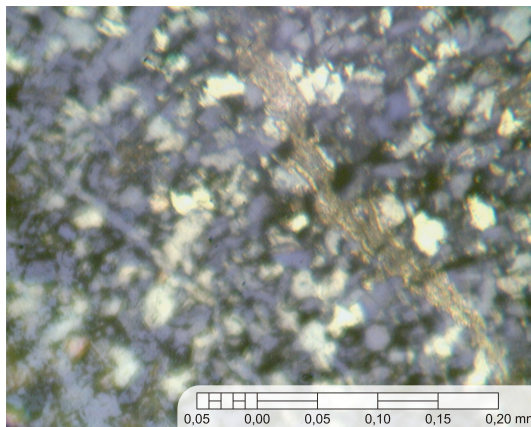


Foto 24. Fotomicrografía de la muestra A4C27, nículos cruzados, objetivo 25X. Se observa veta de calcita.

La calcita fue la única variable observada dentro de la secuencia # 2 y # 3. Su presencia va de manera creciente y presenta su valor mayor en la muestra A2C4 (figura 45). Ésta distribución sugiere la ocurrencia de un evento transgresivo para los niveles superiores de la secuencia, mientras que para los niveles inferiores la aparición esporádica de carbonatos refleja el dominio de unas condiciones de Ph cercanas a 7 según KRUMBEIN & GARRELS. En cuanto al porcentaje promedio dentro de la sección, su valor fue del 6,11% (figura 45).

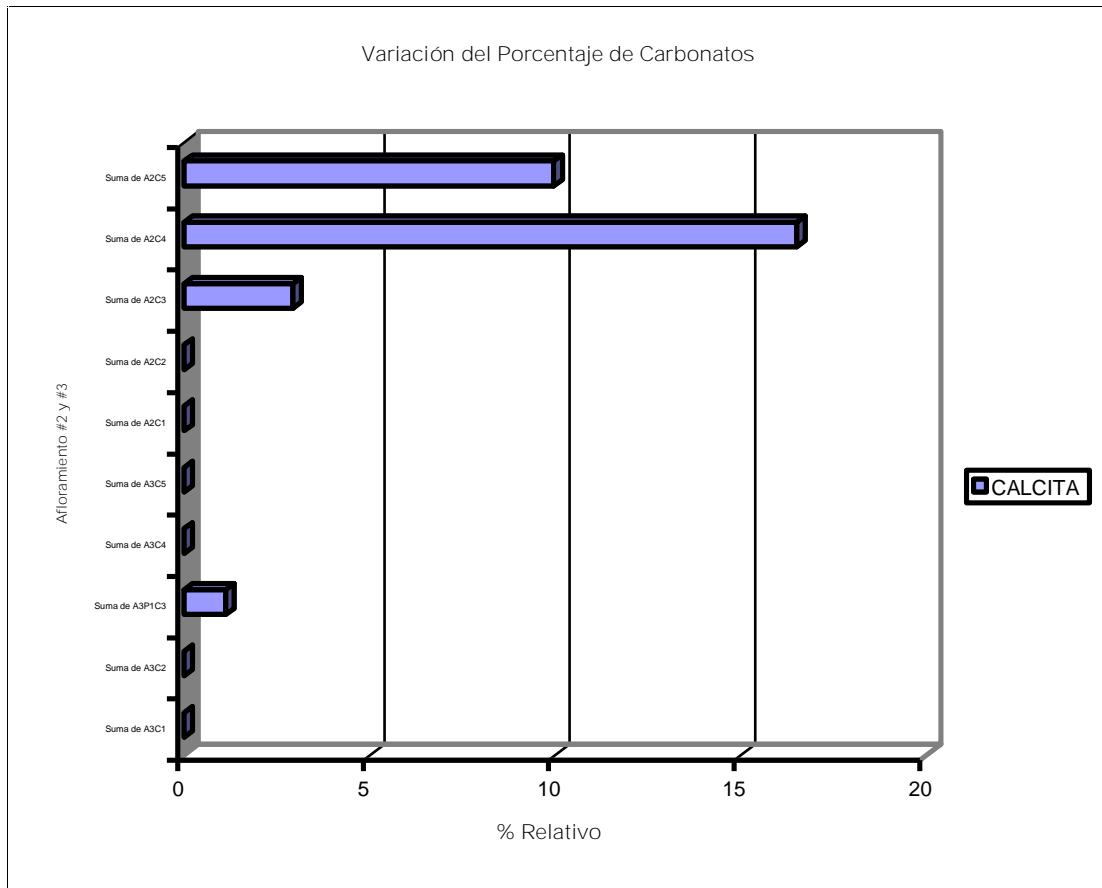


Figura 45. Se muestra variación en porcentaje de carbonatos en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

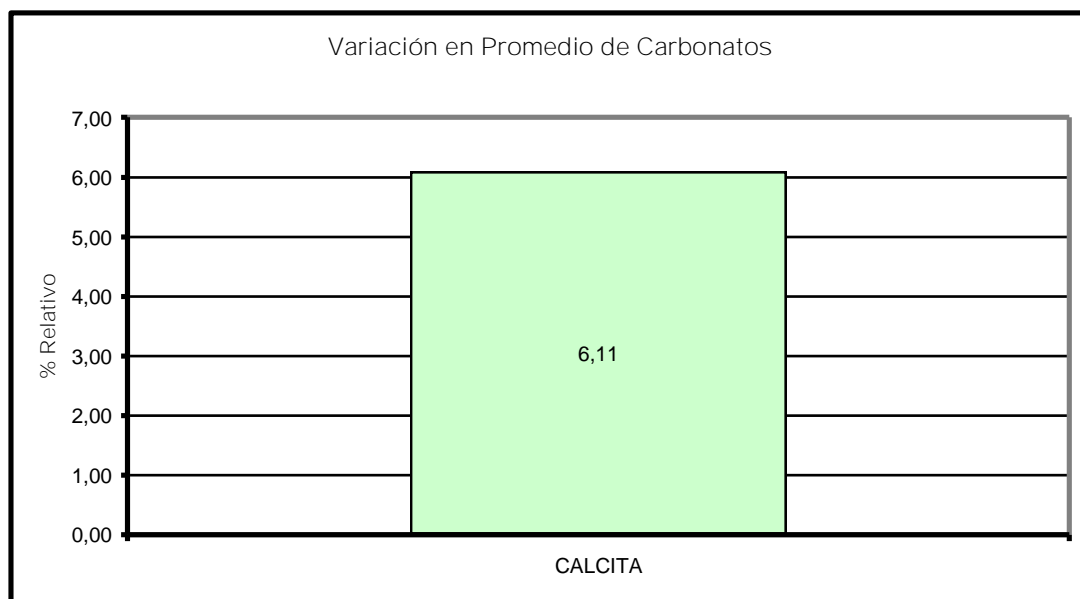


Figura 46. Se muestra la variación en porcentaje promedio de carbonatos en los afloramientos #2 y #3.

En la sección # 4 la variable # 47 calcita, presenta tres ciclos, uno en la parte inferior desde la muestra A4C3 hasta la muestra A4C12, otro en la parte media desde la muestra A4C17 hasta la muestra A4C31 y por último en las muestras A4C39 y A4C40. En el primer ciclo los valores oscilan entre 1,02% y 14,25% de la población total; en el segundo ciclo los valores se encuentran entre 1,29% y 31,77%, mientras que en el último ciclo los valores que se observan son más constante 31,75% y 36,97% (figura 47).

Basándose en el criterio anterior de las secuencias # 2 y # 3, los tres ciclos descritos con anterioridad sugieren condiciones similares de Ph para las capas con porcentajes más representativos. .

El porcentaje promedio de la calcita dentro de la sección # 4 fue de 6,31% (figura 48).

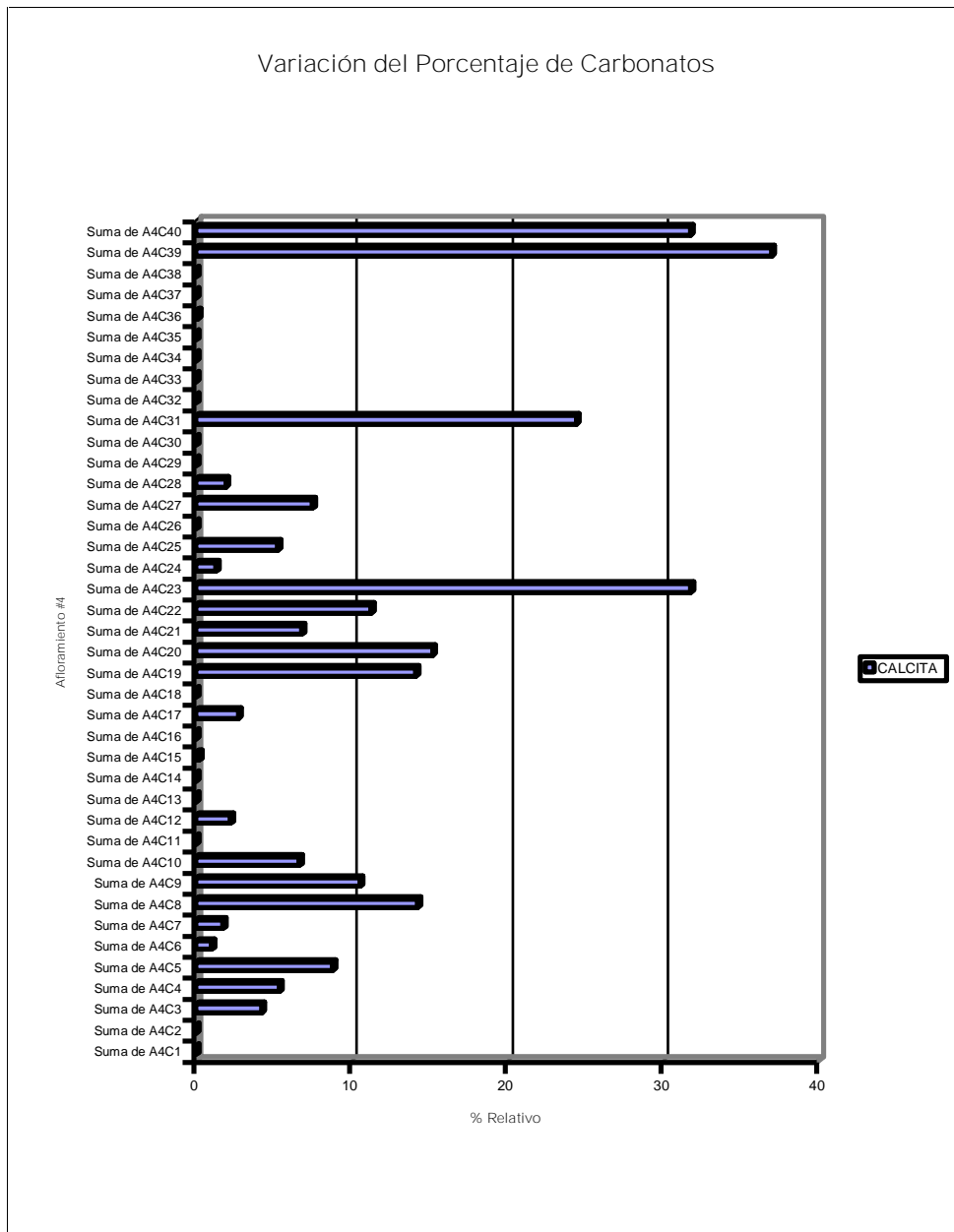


Figura 47. Se muestra la variación en porcentaje de carbonatos en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

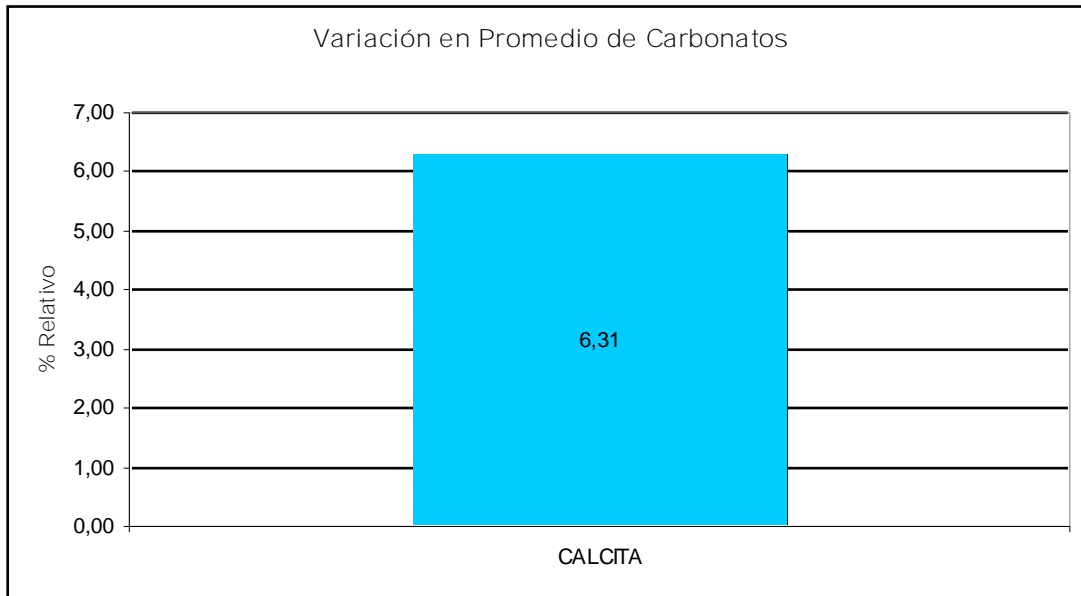


Figura 48. Se muestra la variación en porcentaje promedio de carbonatos en el afloramiento #4.

6.2.6.- ÓXIDOS DE HIERRO

Para el caso de los óxidos de hierro, se tomaron en cuenta las siguientes variables propuestas por Yoris (1992):

- Variable # 21: Hematina autigénica
- Variable # 22: Hematina detrítica
- Variable # 23 Goethita autigénica
- Variable # 24: Goethita detrítica
- Variable # 25: Limonita detrítica
- Variable # 26: Limonita autigénica
- Variable # 27: Pirita autigénica

Una muestra se observa en la foto 25.

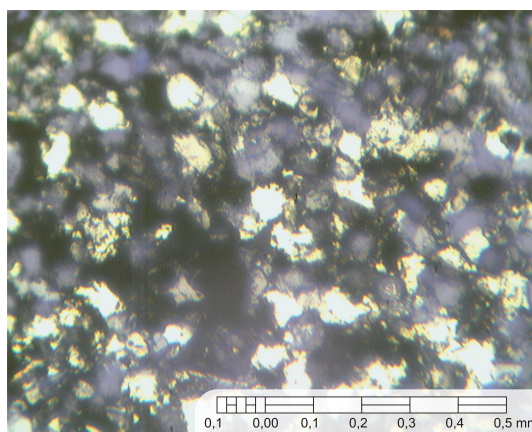


Foto 25. Fotomicrografía de la muestra A4C2, nicoles cruzados, objetivo 10X. Se observa la hematina intergrano, dando el efecto de granos flotantes en la muestra.

En la sección # 2 y # 3 de éste grupo solo aparecen las variable goethita detrítica, limonita detrítica y pirita autigénica. La primera solo es observada en la muestra A2C1, la segunda no presenta ningún patrón definido y se observa entre el rango de 0,47% y 1,07% de la población total. Por último la pirita autigénica presenta valore crecientes hacia la parte alta de la sección con valores entre 0,25% y 1,08% (figura 49).

Los valores promedios de éstas variables presentadas en éstas secciones son de 0,43% para la limonita detrítica, 0,42% para la pirita autigénica y 0,18% para la goethita detrítica (figura 50).

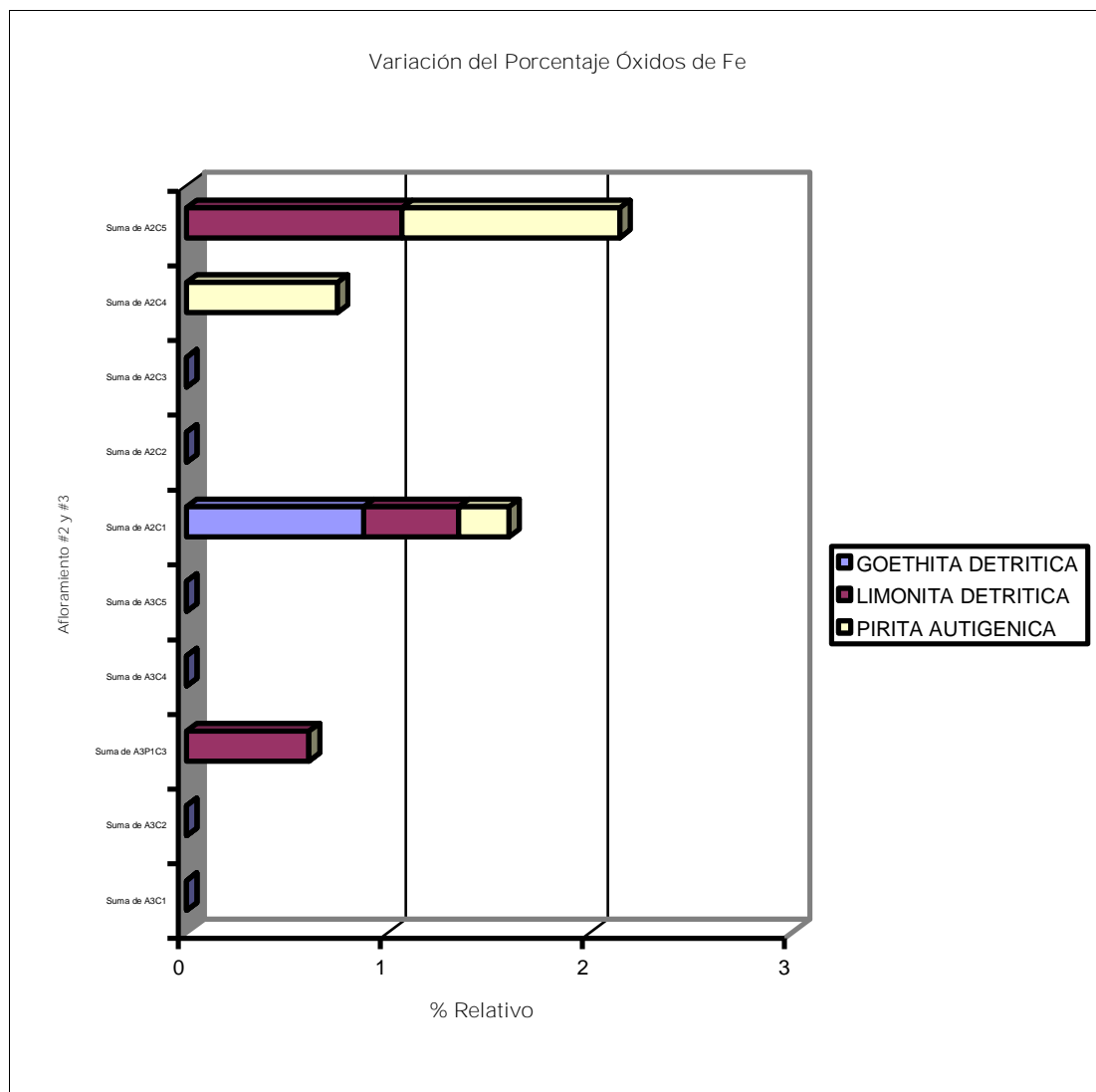


Figura 49. Se muestra variación en porcentaje de óxidos de hierro en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

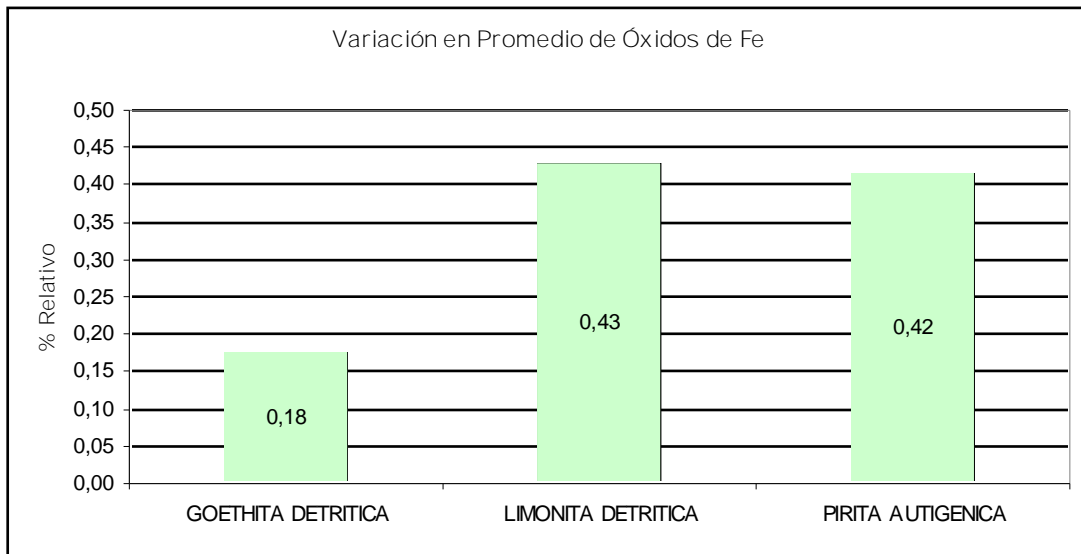


Figura 50. Se muestra la variación en porcentaje promedio de óxidos de hierro en los afloramientos #2 y #3.

En el afloramiento # 4 la variable # 21 hematita autigénica, presenta su mayor concentración en la parte central de la sección, con valores que oscilan entre el 4,06% y el 34,04% de la población total. La hematita detrítica solo se presenta en la capa A4C25 con un 0,4% y en la capa A4C27 con un 5,04%. La pirita autigénica no parece presentar ningún patrón definido a lo largo del afloramiento, aunque su mayor presencia es hacia la parte inferior del mismo, sus valores oscilan entre el 1,05% y el 26,24% de la población total. La limonita detrítica aparece de manera inconstante a lo largo de la sección y de manera escasa, con valores que van entre 0,22% y 3,65%. Por su parte, la limonita autigénica presenta sus valores más pronunciados hacia la parte baja del afloramiento mientras, específicamente en la muestra A4C4 con un 7,11%, su valor más bajo lo presenta la muestra A4C21 con un 0,27% de la población total (figura 51).

En cuanto a los porcentajes promedios presentados por éstas variables en la sección, la hematita autigénica domina con un 3,27% seguida de la goethita autigénica con un 0,36%, luego la limonita autigénica con un 0,3% y por último la limonita detrítica, la hematita detrítica y la goethita detrítica con valores de 0,15%, 0,14% y 0,12% respectivamente (figura 52).

Aunque los valores de los óxidos de hierro en general son bastante bajos y no presentan tendencias específicas y/o marcadas de aumento o disminución éstos pueden estar asociados al incremento de la influencia de ambientes continentales.

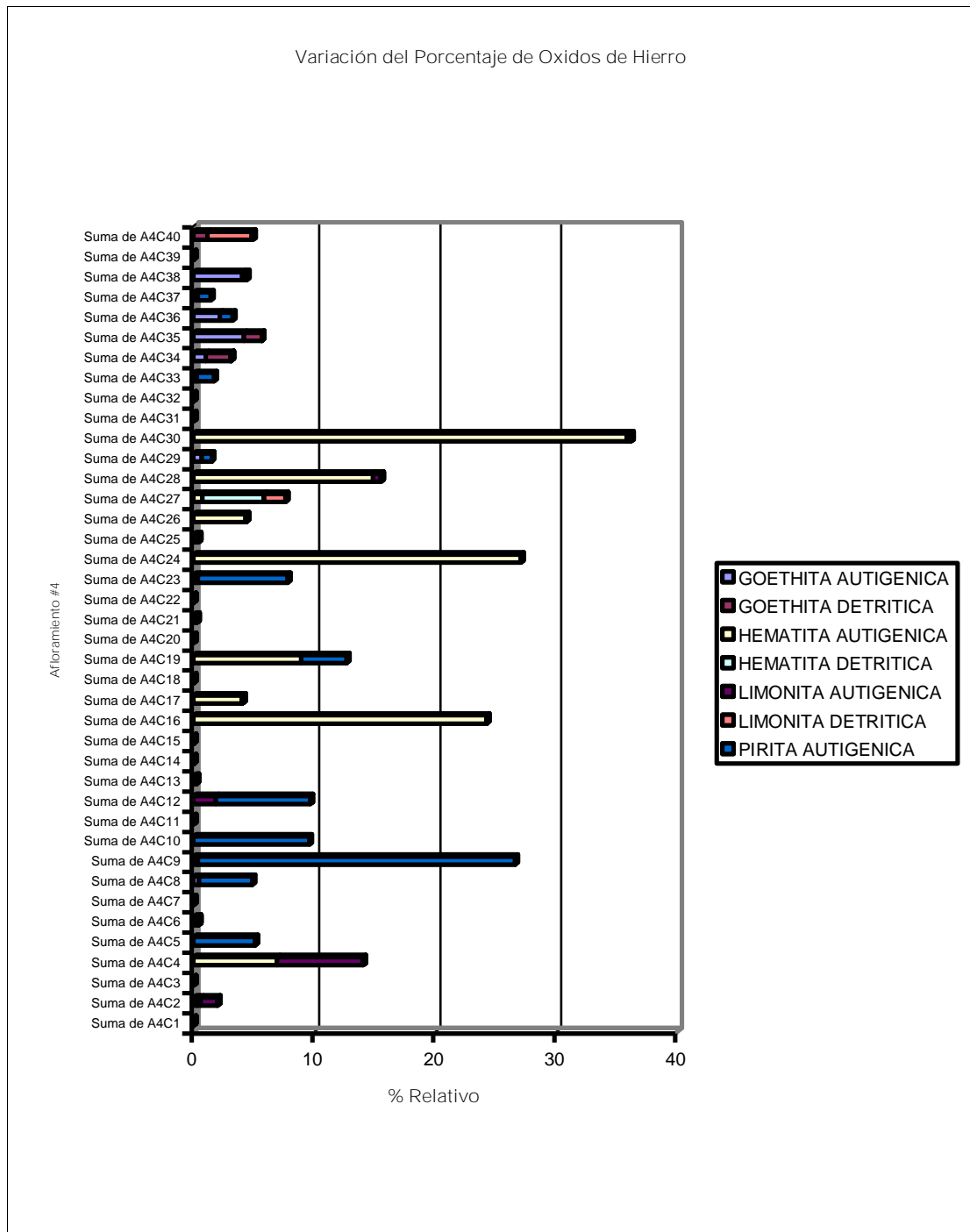


Figura 51. Se muestra variación en porcentaje de óxidos de hierro en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

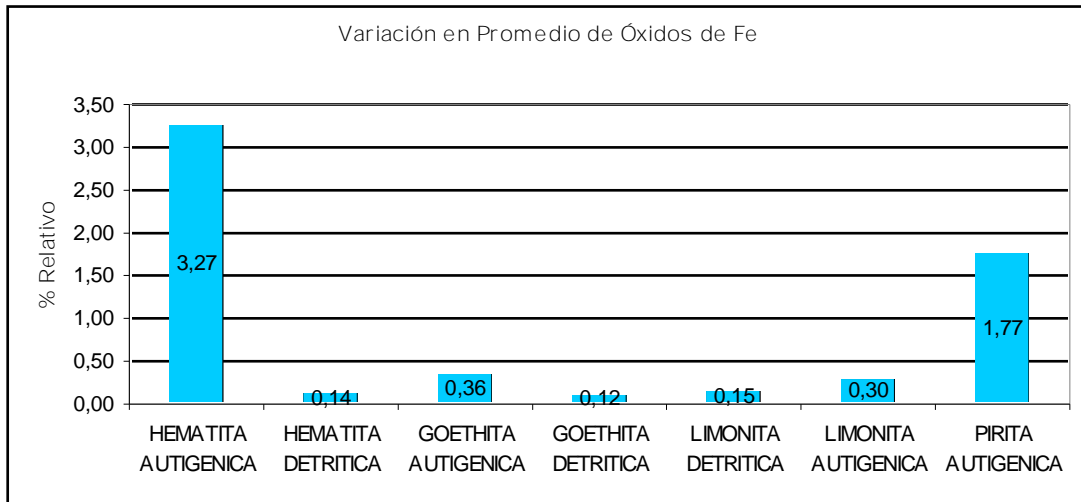


Figura 52. Se muestra la variación en porcentaje promedio de óxidos de hierro en el afloramiento #4.

6.2.7.- MICAS

En el análisis de las micas se tomaron en cuenta las variedades detríticas de estas, agrupadas de acuerdo a las siguientes variables:

- Variable # 29: Muscovita detrítica
- Variable # 31: Biotita detrítica
- Variable # 32: Clorita detrítica

Algunas muestras se observan en las fotos 26 a la 30.

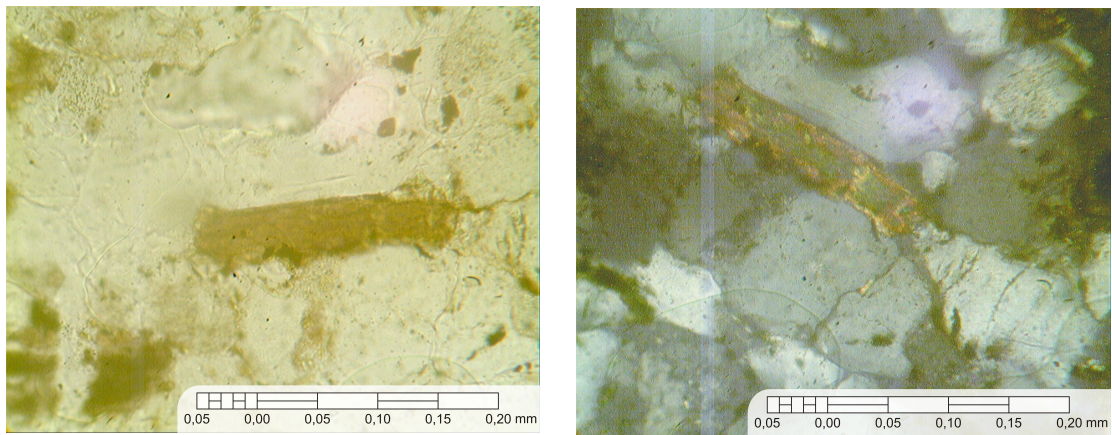


Foto 26. Fotomicrografías de la muestra A4C15, nícoles paralelos (izquierda), nícoles cruzados (derecha), objetivo 25X. Se muestra biotita detrítica.

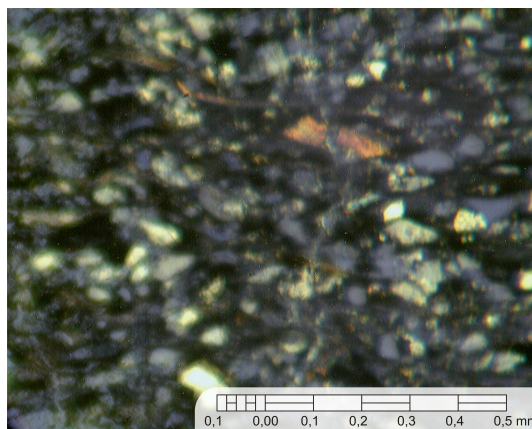


Foto 27. Fotomicrografía de la muestra A4C11, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa mica cortada por veta de cuarzo.

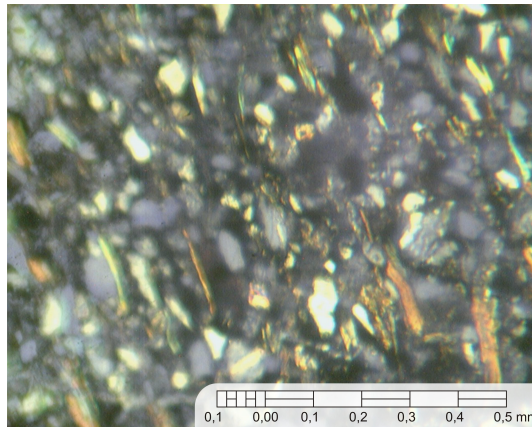


Foto 28. Fotomicrografía de la muestra A4C11, nícoles cruzados, objetivo 10X. Donde se observa una orientación preferencial de las micas (biotita y muscovita).

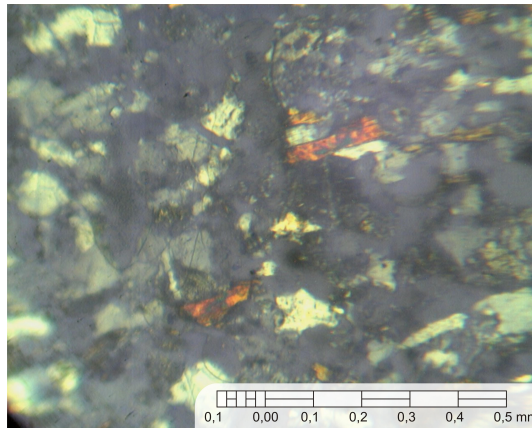


Foto 29. Fotomicrografía de la muestra A4C14, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa biotita detrítica.

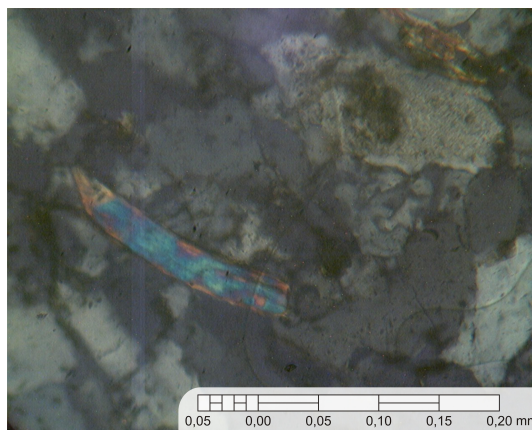


Foto 30. Fotomicrografía de la muestra A4C13, nícoles cruzados, objetivo 25X. Se observa muscovita detrítica.

Dentro de los afloramientos # 2 y # 3 la variable # 28 muscovita autigénica es la que se encuentra de manera más uniforme con valores que oscilan entre el 2,72% y 5,63% de la población total y que tiende a aumentar hacia la parte superior de la sección. La variable muscovita detrítica se observa en la parte superior de la sección, presentando valores entre 1,04% y 8,06%. La variable biotita detrítica aparece a lo largo de la sección, su mayor valor se observa en la parte inferior de la misma y su valor menor hacia la parte superior; sus valores oscilan entre 0,29 %y 5,76%. Por otra parte, la variable clorita detrítica se encuentra de manera irregular y sus valores están entre 0,23% y 4,22% de la población total (figura 53).

En cuanto al porcentaje promedio de cada un de estas variables tenemos que la variable muscovita autigénica presenta el mayor valor con 3,47%, seguida de la variable muscovita detrítica 2,96%, luego se encuentra la variable biotita detrítica con un 2,15%, y por último las variables clorita detrítica y biotita y/o clorita detrítica con valores de 0,89% y 0,11% respectivamente (figura 54).

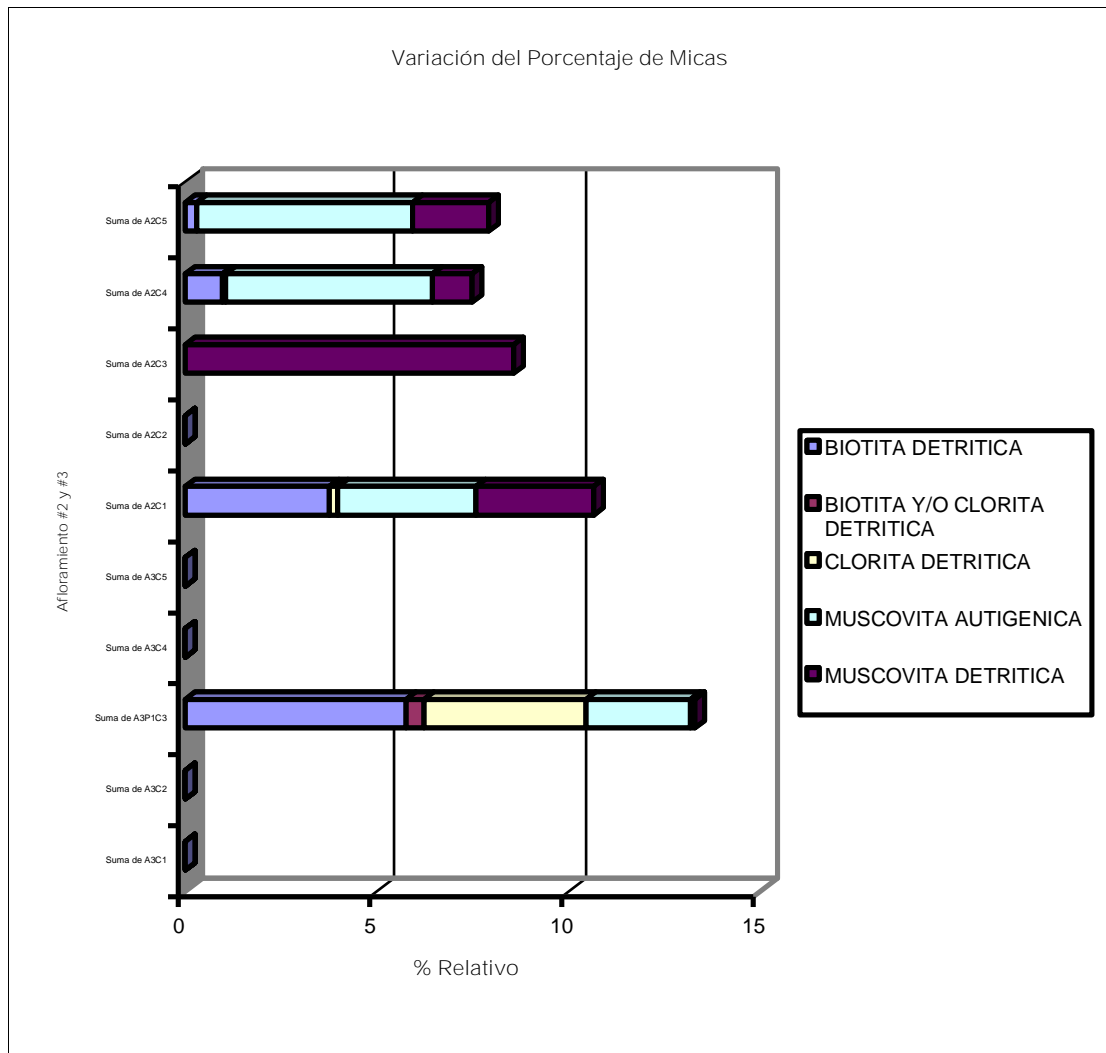


Figura 53. Se muestra variación en porcentaje de micas en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

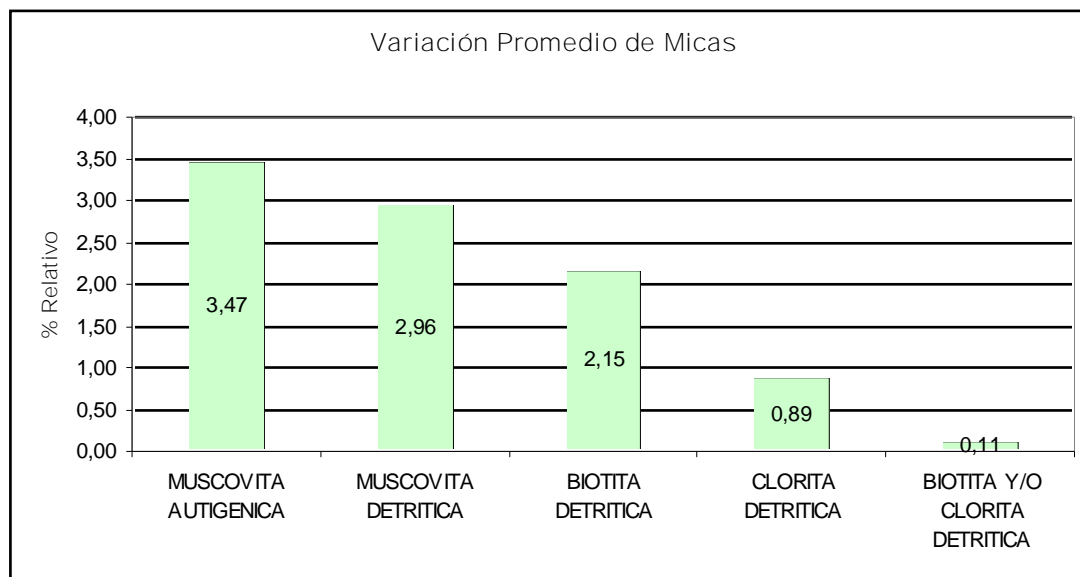


Figura 54. Se muestra la variación en porcentaje promedio de las micas en los afloramientos # 2 y #3.

En la sección # 4 la variable muscovita autigénica es la que se muestra de manera constante, exceptuando el intervalo entre las muestras A4C14 y A4C22 donde ésta no es observada; sus valores oscilan entre 2,52% y 8,73% de la población total. La variable muscovita detrítica se muestra prácticamente a lo largo de todo el afloramiento sin seguir ningún patrón específico de aumento o disminución, sus valores van entre 0,21% y 10,59% del total de la población. La variable biotita detrítica se comporta de manera bastante similar a la variable antes mencionada, observándose a lo largo de todo el afloramiento sin presentar un patrón específico; sus valores están entre 0,37% y 6,67%. Por su parte, la variable clorita detrítica es observada casi en todo el afloramiento exceptuando un par de muestras hacia el centro del mismo, sus valores van desde 0,15% a 3,68% de la población total (figura 55).

En cuanto a los valores promedios de éste grupo en ésta sección se tiene que la variable muscovita autigénica es la que presenta mayor valor con 2,62%, le sigue la variable muscovita detrítica con 2,14%, luego está la variable biotita detrítica con 1,46%

y por último las variables clorita detrítica y biotita y/o clorita detrítica con valores de 1,01% y 0,02% respectivamente (figura 56).

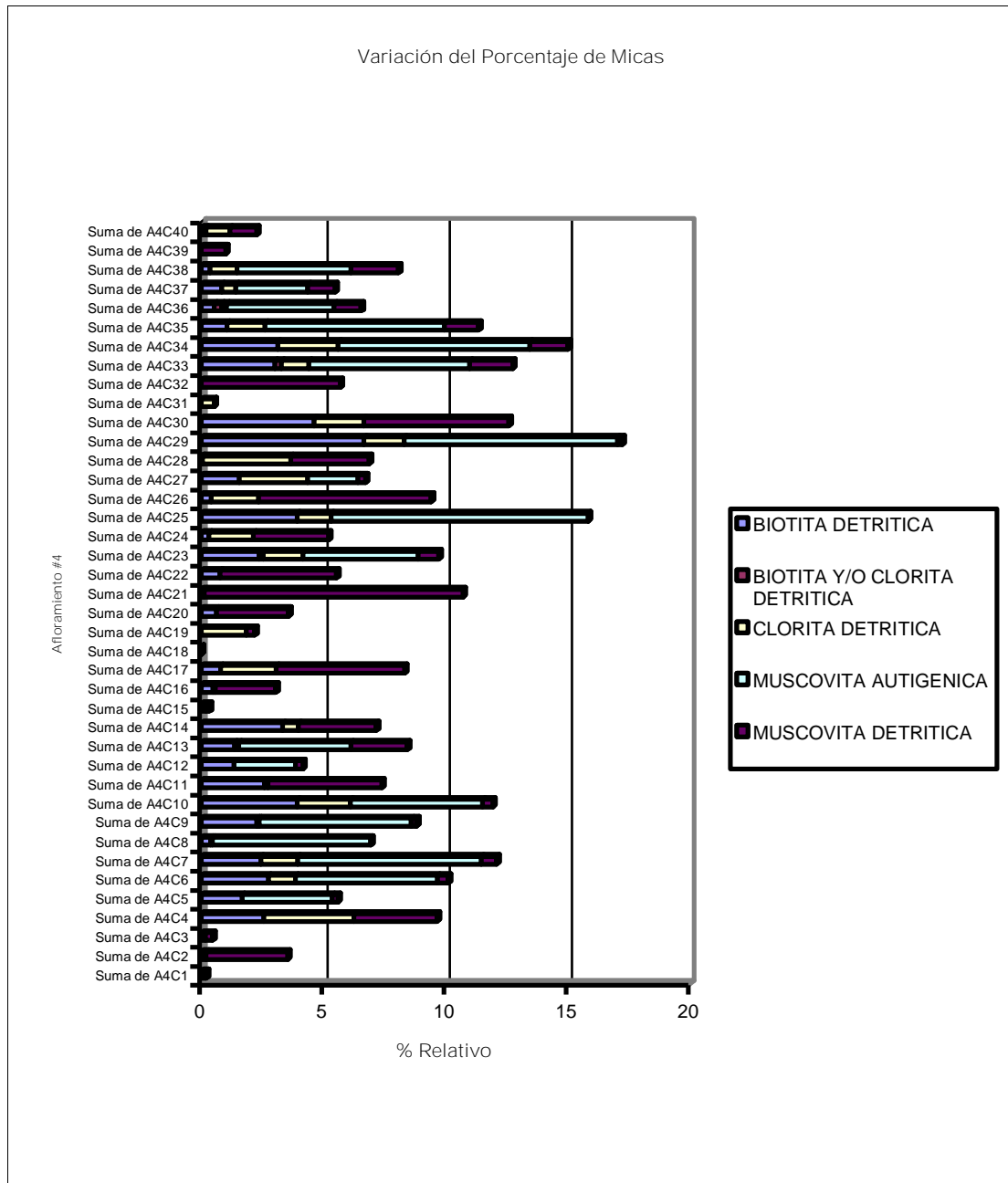


Figura 55. Se muestra variación en porcentaje de micas en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

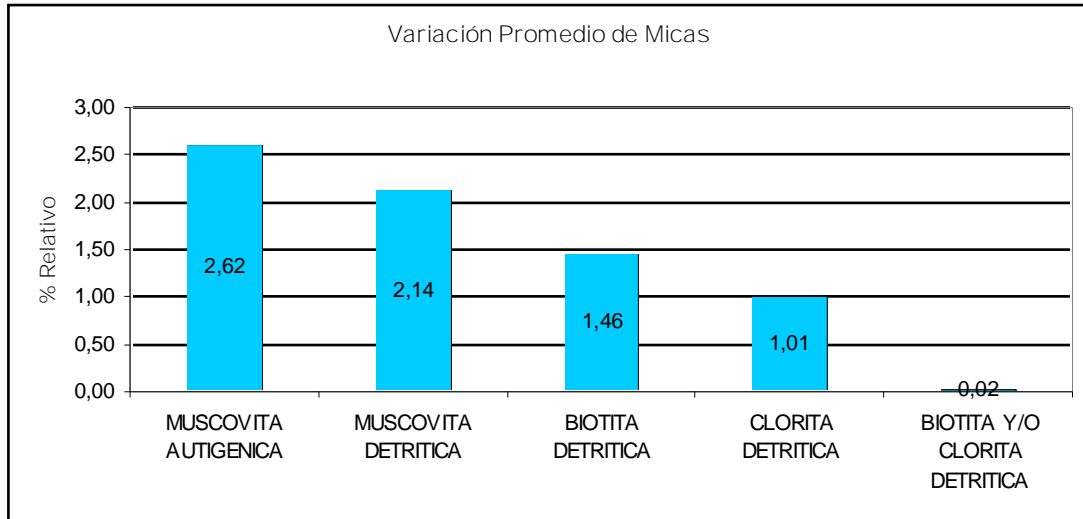


Figura 56. Se muestra la variación en porcentaje promedio de las micas en el afloramiento # 4.

6.2.8.- MINERALES PESADOS Y ACCESORIOS

Las variables tomadas en cuenta para el análisis de este grupo son las siguientes:

- Variable # 34: Circón
- Variable # 35: Turmalina
- Variable # 36: Epidoto
- Variable # 38: Cloritoide
- Variable # 39: Esfena/Rutilo/Leucoxeno

Algunas muestras se observan en las fotos 31 a la 33.

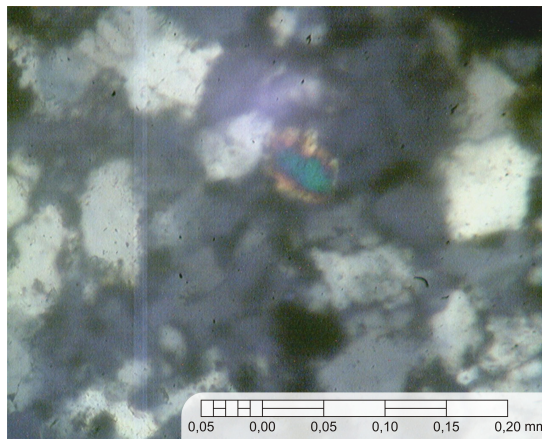


Foto 31. Fotomicrografía de la muestra A4C1, nicoles cruzados, objetivo 25X. Se observa circón.

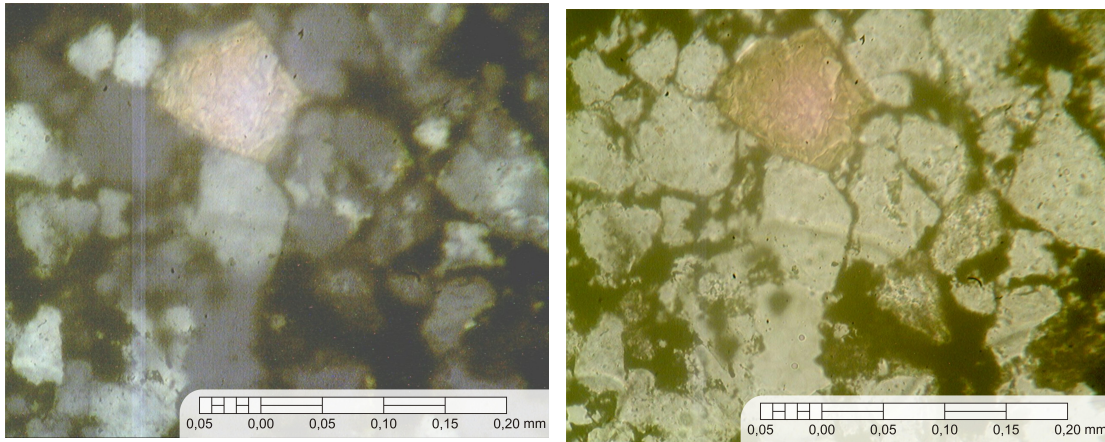


Foto 32. Fotomicrografías de la muestra A4C15, nículos paralelos (izquierda), nículos cruzados (derecha), objetivo 25X. Se observa grano de epidoto.

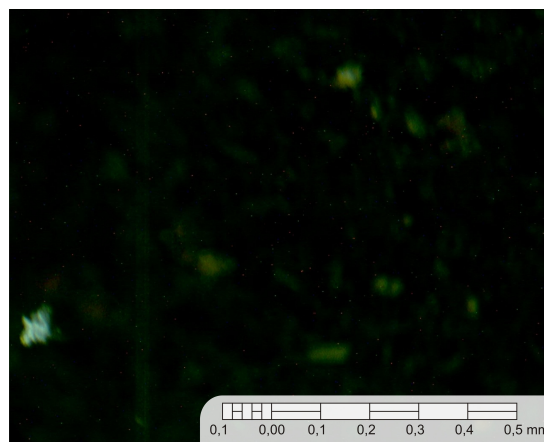


Foto 33. Fotomicrografía de la muestra A4C22, luz reflejada, objetivo 10X. La Fotomicrografía se encuentra bajo luz reflejada, los puntos blancos representan leucoxeno.

Para los afloramientos # 2 y # 3, el mineral más abundante de este grupo resultó ser Esfena/Rutilo/Leucoxeno representados principalmente por el último de estos, el cual muestra un patrón creciente hacia las capas superiores en sentido Ortíz-San Juan de Los Morros, el segundo más importante fue la Variable # 36 Epidoto, con disminuciones y aumentos no homogéneos, en cuanto a la Variable # 34 Circón, a pesar que solo ocurre en dos de las muestras su patrón es decreciente (figura 57).

Los porcentajes involucrados en las secciones antes mencionadas, reflejan el dominio de Esfena/Rutilo/Leucoxeno con valores que oscilan entre 0,26% y 1,47%, los valores para la segunda variable más representativa (Epidoto) varían entre 0,11% y 1,12%, mientras que para el circón los porcentajes van de 0,23% a 0,86%.

El gráfico de variación de promedios en minerales pesados y accesorios (figura 58), muestra la variación de los porcentajes de esta especie mineral, asignando a la Esfena/Rutilo/Leucoxeno un 0,84%, para el caso del Epidoto un 0,51% y para el circón un 0,22% en orden de importancia respectivo.

Variación del Porcentaje de Minerales Accesorios

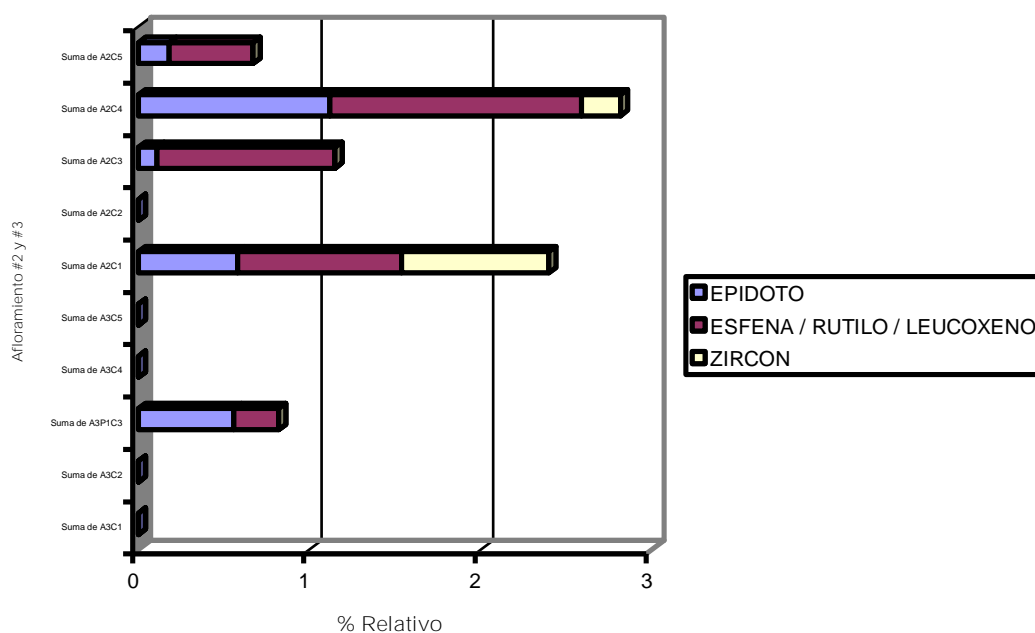


Figura 57. Se muestra variación en porcentaje de minerales accesorios en los afloramientos #2 y #3, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

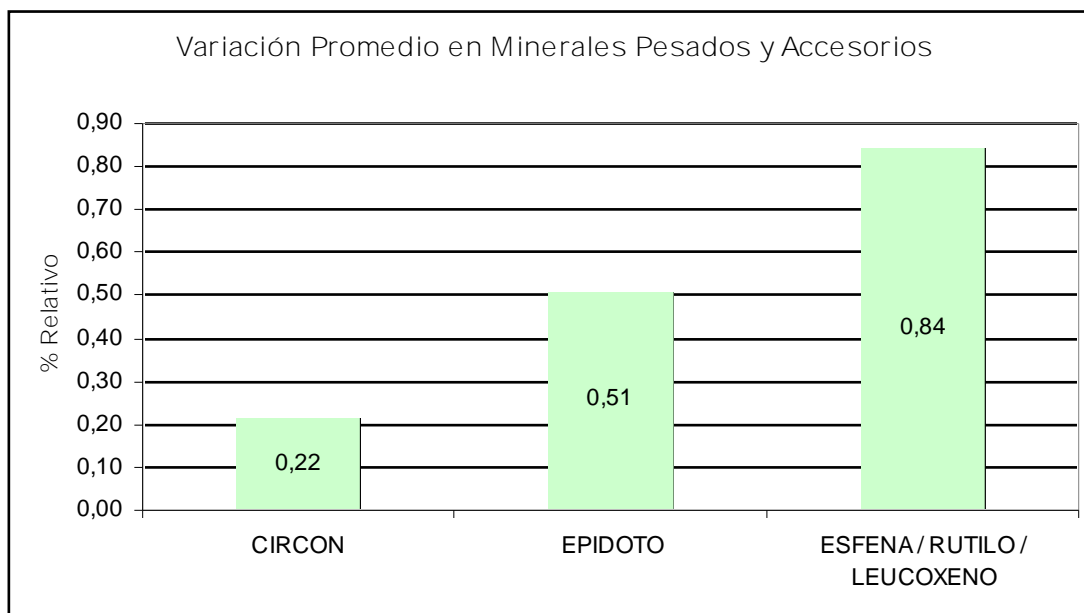


Figura 58. Se muestra la variación en porcentaje promedio de minerales accesorios en los afloramientos # 2 y #3.

En cuanto al afloramiento # 4, la variable dominante es la # 39 Esfena/Rutilo/Leucoxeno, la cual a pesar de tener muy bajos porcentajes por muestra en general y mantenerse con un patrón constante, realiza una variación bastante marcada en la muestra A4C17; el circón por su parte, es la segunda variable de este grupo en la sección # 4 y presenta su mayor concentración hacia las capas superiores en sentido Ortíz-San Juan de Los Morros con porcentajes muy bajos y un patrón relativamente constante mostrando una concentración especial en la muestra A4C23, en cuanto al epidoto, su ocurrencia es hacia la parte media de la secuencia con patrón constante, (figura 59).

Para la variable # 39 Esfena/Rutilo/Leucoxeno, los porcentajes de la población total varían de 0,24% a 23,02%, para la variable # 34 circón los valores oscilan entre 0,18% y 1,41%, mientras que para el epidoto variable #36, estos van de 0,25% a 0,77%; por otra parte, la figura 60 de la variación promedio para los minerales pesados y

accesorios, arrojo valores para la Esfena/Rutilo/Leucoxeno de 0,79%, circón de 0,24% y 0,12% para epidoto.

Cabe destacar que el circón es común en rocas de tipo magmático, metamórficas y pegmatitas, mientras que Esfena/Rutilo/Leucoxeno es un mineral accesorio en rocas ígneas silíceas (granitos, sienitas cuarzosas y pegmatitas) y también se encuentra en metabasitas de grano medio, y el leucoxeno principalmente es un producto de alteración de la esfena.

Variación del Porcentaje de Minerales Pesados y Accesorios

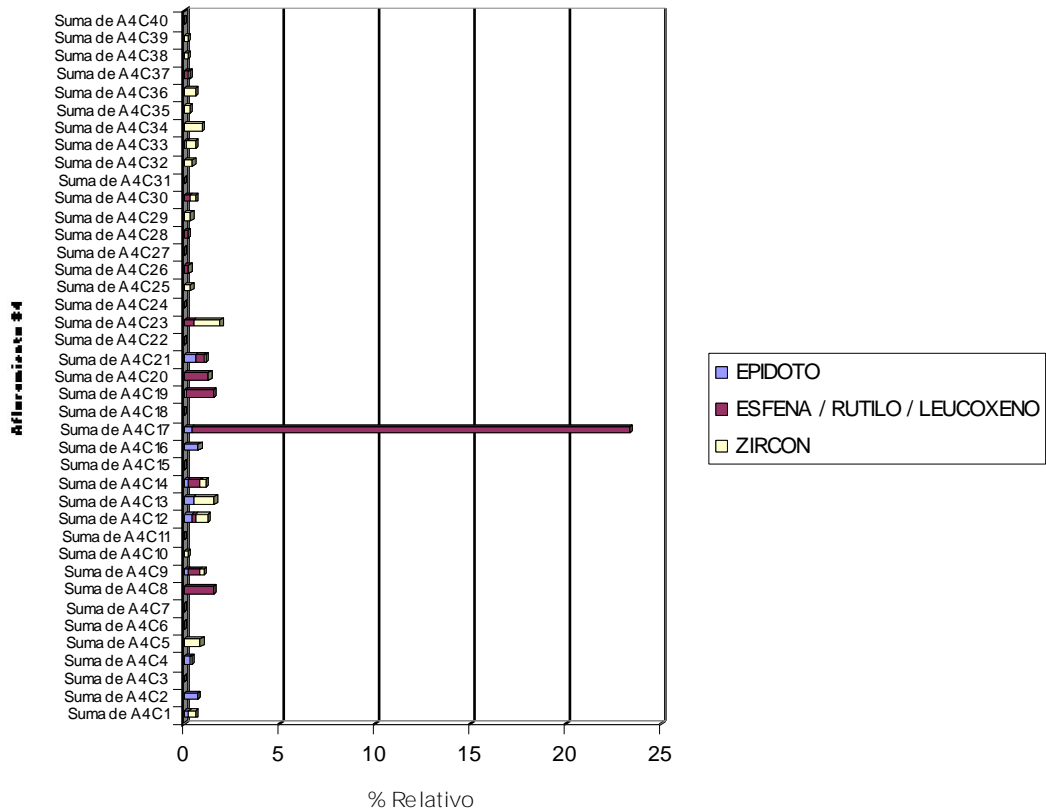


Figura 59. Se muestra variación en porcentaje de minerales accesorios en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

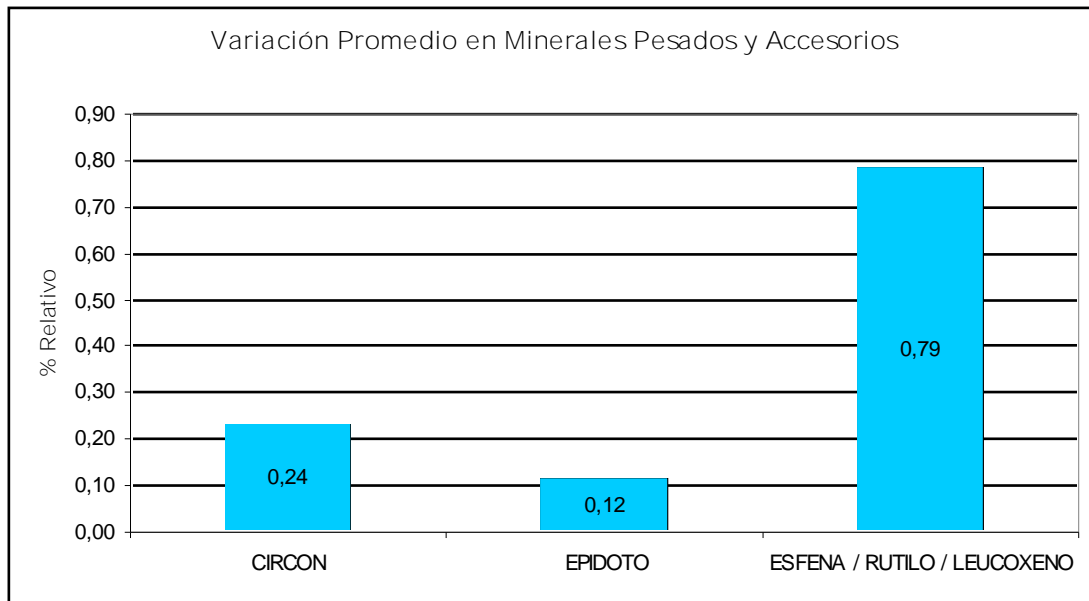


Figura 60. Se muestra la variación en porcentaje promedio de minerales accesorios en el afloramiento # 4.

6.2.9.- POROSIDAD

La principal variable tomada en cuenta para este estudio fue la # 54 según YORIS (1992), la cual se identifica como Porosidad Intergranular y Mórdica.

La porosidad intergranular se refiere a aquellos espacios vacíos entre las partículas o componentes detríticos, mientras que la porosidad mórdica es la proveniente del resultado de la disolución de un mineral, fósil o cualquier otro durante los procesos diagenéticos.

Los valores de porosidad en los afloramientos # 2 y # 3 son nulos, mientras que para el afloramiento # 4 son insignificantes, ya que los valores oscilan entre 0,05% y 0,035% y sólo ocurre en cuatro de las muestras (A4C1-A4C11-A4C27-A4C29), donde el valor mayor lo arroja la capa A4C11, (figura 61).

Variación del Porcentaje de Porosidad

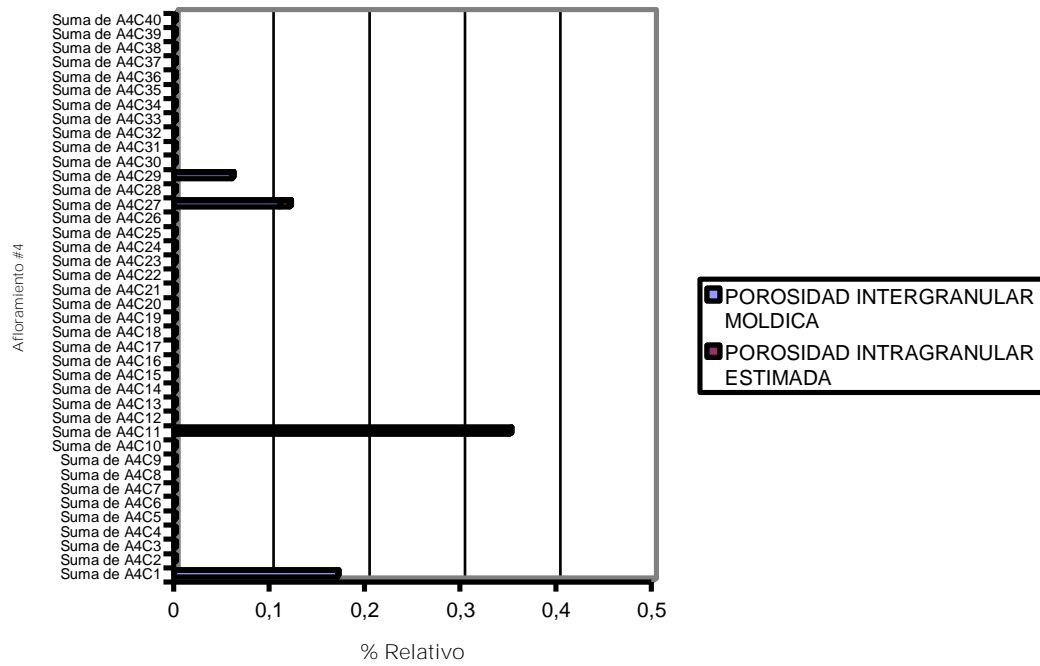


Figura 61. Se muestra variación en porcentaje de porosidad en el afloramiento #4, manteniéndose el orden estratigráfico de las capas.

6.2.10.- PROCESOS DIAGENETICOS

En este punto se describen los procesos diagenéticos observados a grandes rasgos, tomando en cuenta que el análisis de dichos procesos no es el objetivo principal o la base de este estudio, por tanto lo descrito en esta parte obedece a casos puntuales dentro de la zona de estudio.

Los procesos diagenéticos principales observados durante el análisis petrográfico fueron los siguientes:

- Alteración y disolución de feldespatos
- Caolinitización
- Desarrollo de matriz y pseudomatriz
- Desarrollo de cemento carbonático
- Piritización
- Trituración de granos

Algunas muestras se observan en las fotos 34 a la 36.

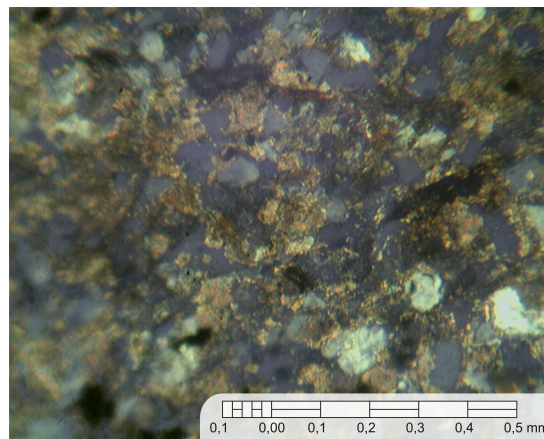


Foto 34. A4C8. Fotomicrografía de la muestra A4C8, nícoles cruzados, objetivo 10X. Se observa cemento de calcita.

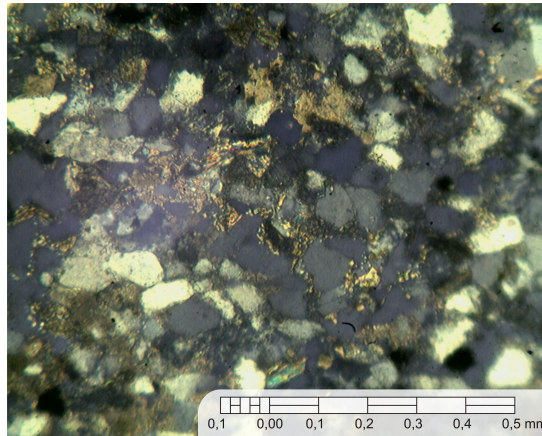


Foto 35. A4C12. Fotomicrografía de la muestra A4C12, nicoles cruzados, objetivo 10X. Se observa matriz de calcita.

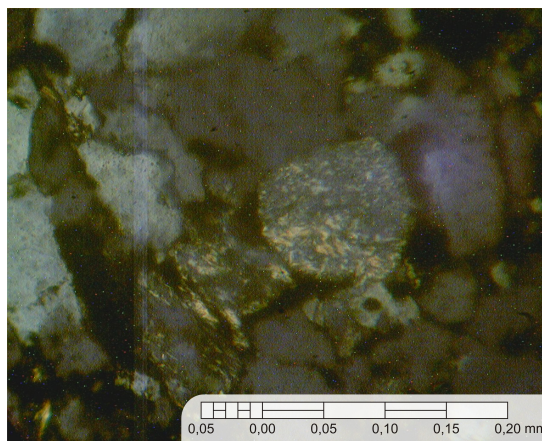


Foto 36. A4C15. Fotomicrografía de la muestra A415, nicoles cruzados, objetivo 25X. Se observa feldespato indeterminado (alterado).

Es importante destacar, que a partir de un análisis petrográfico de calidad que tome en cuenta los procesos diagenéticos se pueden inferir partes importantes en lo que a procedencia se refiere.

La alteración de feldespatos es uno de los procesos más importantes presentes durante la realización de este análisis, se le asignó la variable # 9 (feldespato alterado indeterminado) para los efectos de procedencia, se consideran etapas tempranas de este proceso, ya que dominan los feldespatos alterados indeterminados pero no hay

disolución de los mismos, por tanto la porosidad secundaria o la porosidad en general se presenta con valores insignificantes y no representativos.

El desarrollo de cemento carbonático es otro de los procesos involucrados y aunque no es factor representativo de las muestras se observa en algunas de ellas, su significado esta asociado a profundización de las cuencas y su variedad la define la química de las aguas durante el proceso de diagénesis.

La trituración de granos se identifico principalmente a nivel de las micas, las cuales muestran fracturas y plegamientos en sentido de la compactación, otro aspecto resaltante de estas es la orientación preferencial en algunas de las muestras.

Otro proceso observado fue el desarrollo de matriz y pseudo matriz, la cual domina sobre el desarrollo de cemento en todo el afloramiento, principalmente se basa en matriz limo arcillosa y la mayoría de las veces es indeterminada.

La piritización se presentó en casos muy puntuales, es decir, no es una característica representativa de la zona, pero su ocurrencia puede indicar condiciones reductoras en el medio diagenético y en el medio marino, las condiciones de formación de los sulfuros requieren de condiciones altamente reductoras y de un pH sumamente bajo e indica niveles poco profundos.

Por último se observa el proceso de caolinitización, el cual tampoco es representativo de las secciones pero ocurre en algunas de las muestras, consiste en la transformación o reemplazamiento de minerales de arcillas anteriores a caolinita, desarrollando así el porcentaje de matriz en la roca y dándole una textura más grauváquica a la roca.

6.3.- RELACIONES ENTRE VARIABLES

En el análisis de las variables se elaboraron diferentes diagramas de correlación entre algunas de las mismas, con el fin de crear posibles relaciones entre ellas. Para la realización de los diagramas el diámetro promedio de las secciones fue el parámetro a comparar contra la abundancia relativa de cada uno de los grupos de variables.

6.3.1.- CUARZO

Al correlacionar las variables correspondientes al cuarzo mono cristalino tanto con extinción recta como con extinción ondulatoria de las tres mostraron una tendencia positivas con valores de correlación de 0,84 y 0,89 respectivamente (figuras 62 y 63). Los gráficos indican que mientras mayor es el porcentaje de cuarzo monocristalino de extinción recta y ondulatoria, mayor es el diámetro promedio. Tomando en cuenta que estas variables son las de mayor abundancia en porcentaje en peso en las muestras analizadas, se puede inferir que éstas rigen el tamaño promedio de grano en las muestras, dominando la influencia que puedan tener el resto de las variables minerales sobre esta característica.

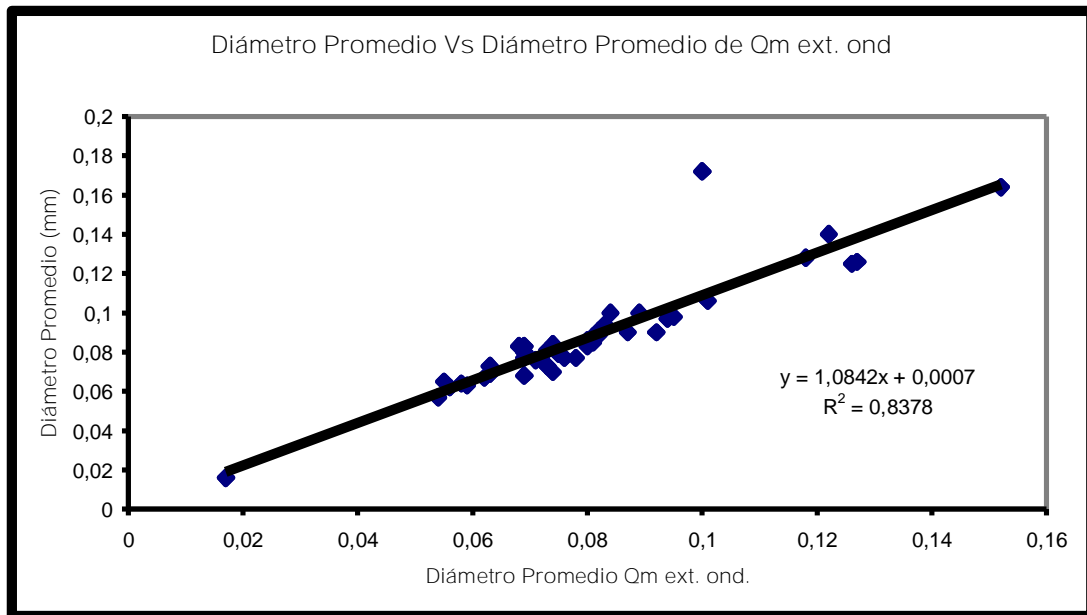


Figura 62. Diagrama de dispersión de las secciones muestreadas donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el diámetro promedio de cuarzo monocristalino de extinción ondulatoria.

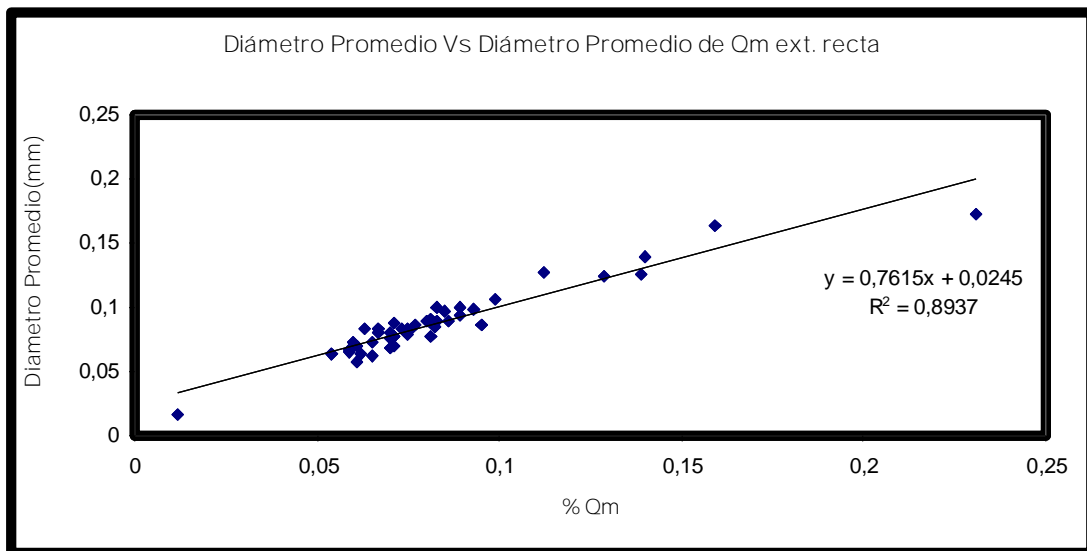


Figura 63. Diagrama de dispersión de las secciones muestreadas donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el diámetro promedio de cuarzo monocristalino de extinción recta.

6.3.2.- FELDESPATOS

En el diagrama de correlación entre el diámetro promedio general contra el porcentaje de abundancia relativa de feldespatos se puede observar que la línea de tendencia es negativa y presenta un valor de correlación de 0,0125(figura 64). Esto indica que para mayor tamaño de diámetro menor es el porcentaje de feldespatos y podría explicarse asumiendo que gran cantidad del feldespato es alterado o disuelto durante el transporte por las corrientes de turbidez por su conocida susceptibilidad a estos procesos y tomando en cuenta que el mayor porcentaje en peso dentro de las muestras lo presentan las variables referentes al cuarzo, es conocido que al aumentar la fracción de cuarzo, disminuye la cantidad de feldespato.

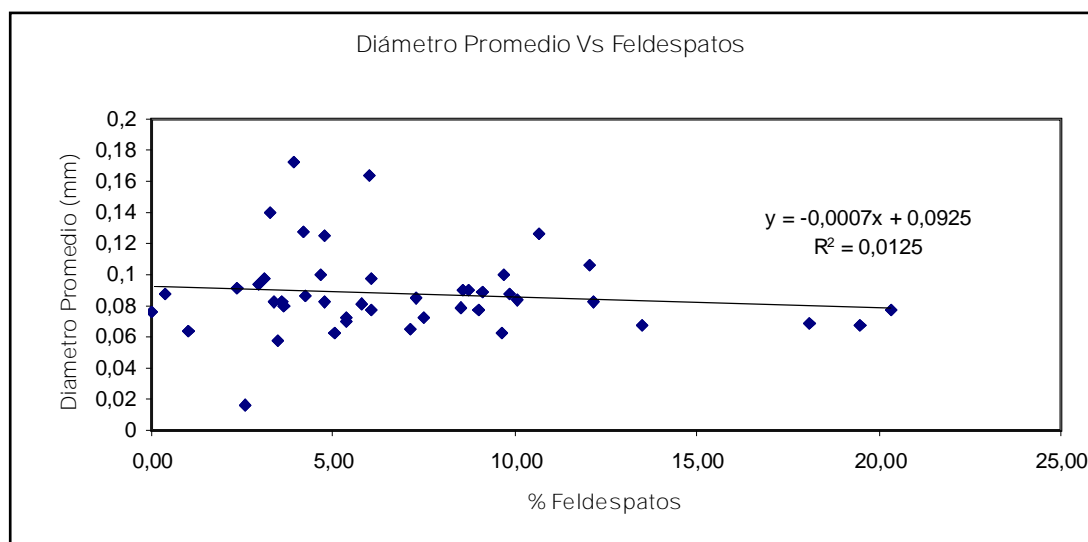


Figura 64. Diagrama de dispersión de las secciones muestreadas donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el porcentaje de feldespatos.

6.3.3.- MATRIZ LIMO-ARCILLOSA

La tendencia del diagrama de correlación que compara el diámetro promedio general contra la abundancia de matriz limo-arcillosa en las secciones muestreadas es negativa y presenta un valor de correlación de 0,19 (figura 65). Esto indica que a medida que aumenta el tamaño de grano, menor es el porcentaje de matriz limo-arcillosa, lo cual podría explicarse al relacionar el cuarzo y los feldespatos. Conociendo que la relación de porcentajes de cuarzo y feldespatos es inversamente proporcional y sabiendo también que en las muestras analizadas, el cuarzo es la variable que influye el mayor dominio en el tamaño de grano, al tener mayor cantidad de cuarzo, el tamaño de grano promedio aumenta y el porcentaje de feldespatos (posible matriz limo-arcillosa) disminuye.

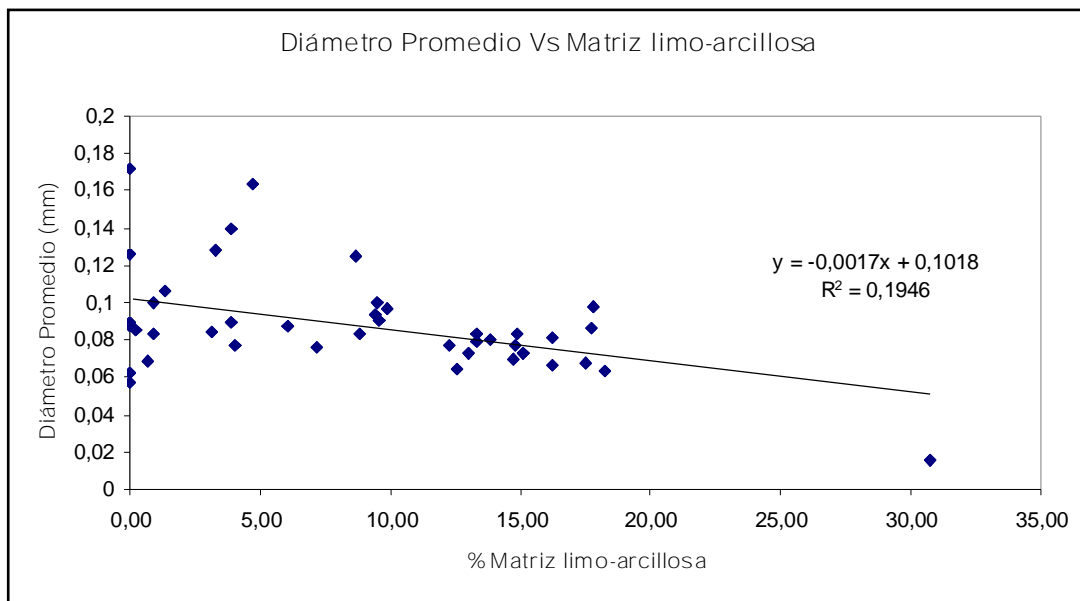


Figura 65. Diagrama de dispersión de los afloramientos muestreados donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el porcentaje de matriz limo-arcillosa.

6.3.4.- FRAGMENTOS DE ROCA

La tendencia del diagrama de dispersión que compara el porcentaje promedio de cuarzo contra el porcentaje promedio de fragmentos de roca es negativa y presenta un índice de correlación prácticamente igual a cero. La figura 66 indica que a mayor porcentaje promedio de cuarzo menor será el valor promedio del porcentaje de fragmentos de roca, lo cual coincide con la ubicación de las muestras dentro del triángulo de DICKINSON & SUCZEK (1979) entre las zonas continentales y de transición y orógenos reciclados cuarzosos mostrados en el siguiente capítulo.

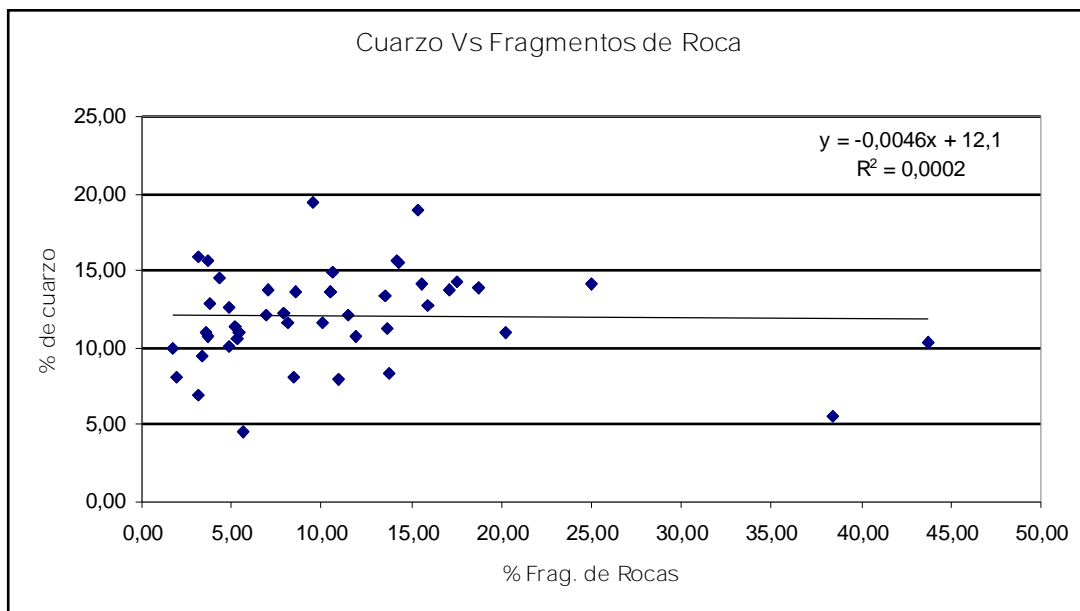


Figura 66. Diagrama de dispersión de los afloramientos muestreados donde se muestra la relación entre el porcentaje promedio de cuarzo contra el porcentaje promedio de fragmentos de roca.

6.3.5.- CARBONATOS

La tendencia del diagrama de correlación que compara el diámetro promedio general contra la abundancia de carbonatos en las secciones muestreadas es negativa con un índice de relación de 0,044 (figura 67). Ésta indica que a mayor diámetro promedio menor es el porcentaje de carbonatos, lo que es lógico, ya que a mayor diámetro de granos, combinado con la angularidad de los mismos, el espacio poral será menor, y por lo tanto la precipitación de los carbonatos estará limitada, a demás hay que tomar en cuenta el Ph de las aguas connata así como el enriquecimiento de estas en sílice o CaCO_3 .

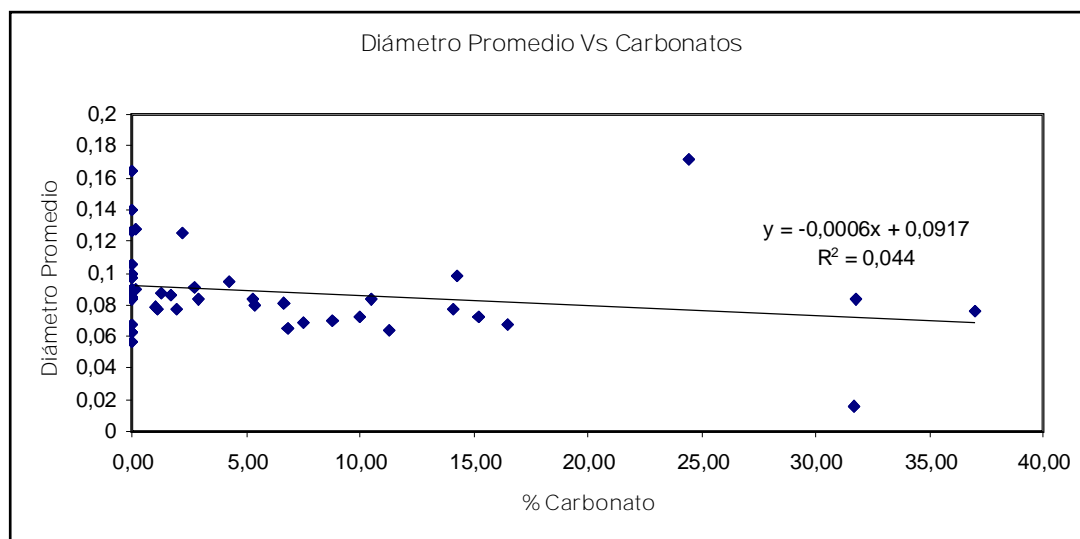


Figura 67. Diagrama de dispersión de los afloramientos muestreados donde se muestra la relación entre el diámetro promedio contra el porcentaje de carbonatos.

CAPÍTULO VII: PROCEDENCIA E IMPLICACIONES TECTÓNICAS

7.- PROCEDENCIA E IMPLICACIONES TECTONICAS

7.1.- GENERALIDADES

En este capítulo, la procedencia de las 50 muestras analizadas en cada una de las secciones será establecida a través del estudio de la composición mineralógica de las mismas en los diagramas ternarios de procedencia propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al* (1983). Las implicaciones y modelos tectónicos imperantes, así como también las zonas de aporte primordiales para la sub-cuenca de Guárico durante el Paleoceno-Eoceno, serán tomados en cuenta para la comparación con los resultados obtenidos, con el fin de lograr un análisis óptimo mediante la integración de todas las variables posibles.

Para este estudio es importante la visualización a grandes rasgos y la interrelación de las variables en juego, ya que, las áreas fuentes, el tipo de transporte, el ambiente de sedimentación y la cuenca no son independientes unos de otros, sino más bien funcionan como un todo para dar un resultado final, cuyo análisis de forma detallada principalmente a través de la mineralogía de terrenos adyacentes proporciona información muy valiosa a la hora de establecer la procedencia.

Esta claro que la tectónica controla de forma directa e indirecta cada uno de los procesos sedimentarios involucrados en la cuenca, pero a pesar del conocimiento de esto, los resultados obtenidos a través del uso de los diagramas ternarios de procedencia, deben ser tomados en cuenta como tendencias generales a nivel macro regional y no como casos puntuales de nivel local.

Por otra parte, DICKINSON & SUCZEK (1979) trabajaron con muestras de areniscas con tamaños de granos de medio a grueso, para efectos de este trabajo se siguen los mismos lineamientos a pesar de la calidad de los afloramientos encontrados, donde en algunos puntos las areniscas tienden más hacia lo fino que a lo grueso.

6.1.2.- ASPECTOS TEÓRICOS DE LOS DIAGRAMAS TERNARIOS DE PROCEDENCIA

Los estudios realizados por DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983) dejaron como resultado dos tipos de diagramas ternarios de procedencia, donde en el primero de estos Q-F-L (figura 68), se agrupan las variables que corresponden al cuarzo total (Qt), feldespatos (F) fragmentos líticos (L) y en el segundo Qm-F-Lt (figura 69), las variables correspondientes a cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y fragmentos líticos (Lt).

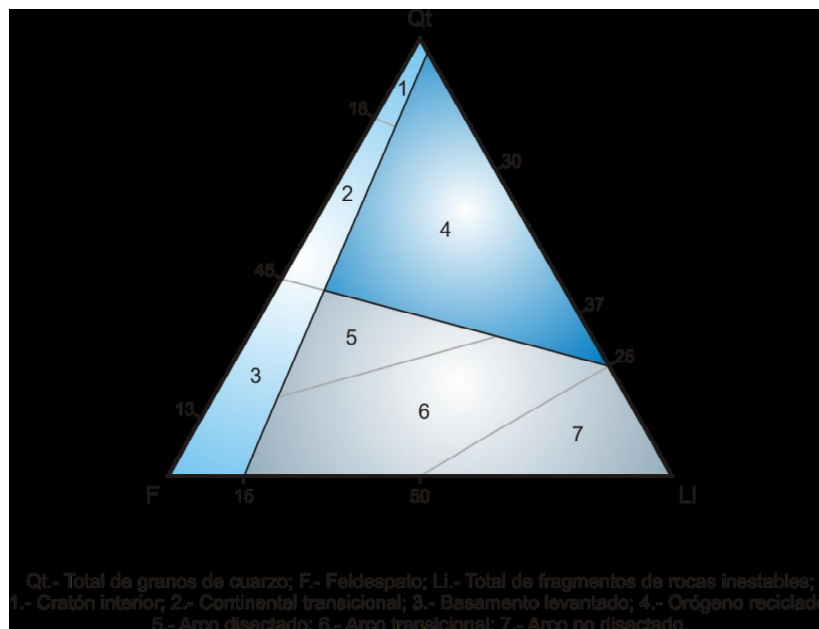


Figura 68. Muestra el triángulo Q-F-L, el cual contiene todos los tipos de cuarzo incluyendo la ftanita, en este se observan Las diferentes divisiones y sub-divisiones de las provincias mineralógicas de procedencia representadas porcentualmente (Tomado y modificado de DICKINSON & SUCZEK 1979).

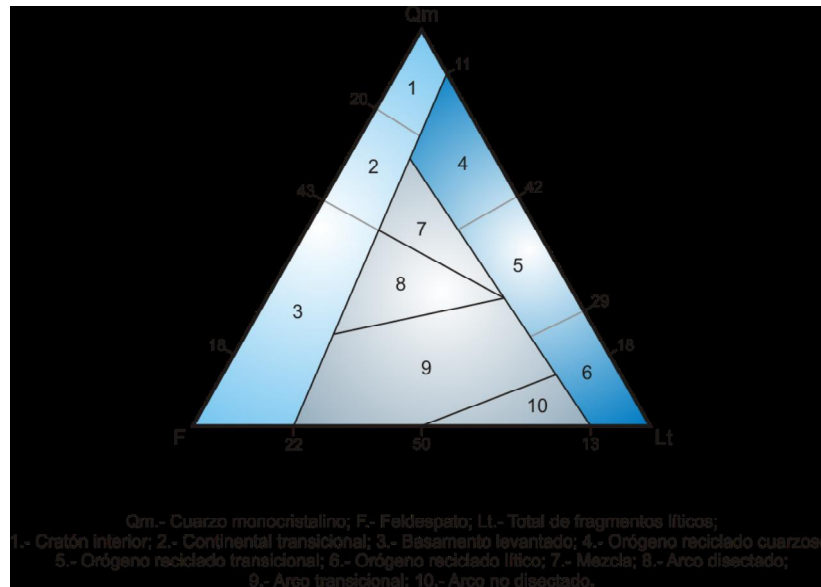


Figura 69. Muestra el triángulo Qm-F-Lt, el cual toma en cuenta solo al cuarzo monocristalino sin incluir la ftanita, en este se observan Las diferentes divisiones y sub-divisiones de las provincias mineralógicas de procedencia representadas porcentualmente (Tomado y modificado de DICKINSON & SUCZEK 1979).

Sin embargo, al trabajar según DICKINSON Y SUCZEK (1979) se tienen que tomar en cuenta diversos factores a la hora de la interpretación de la composición total de la roca analizada, ya que los fragmentos menos resistentes se pueden desintegrar, descomponer o transformar en fragmentos monominerales, trayendo como consecuencia un incremento aparente en el porcentaje de los granos más resistentes (por ejemplo: cuarzo), el tamaño de los granos, su textura y su madurez, por tal motivo en este análisis se toma en consideración principalmente el diagrama ternario Q-F-L, debido a que este agrupa en la variable Q (cuarzo) a todos los tipos de cuarzo incluyendo a la ftanita separándolos de la variable L (fragmentos líticos), ocurriendo el caso contrario en el diagrama Qm-F-Lt, el cual incluye el cuarzo policristalino y la ftanita en el vértice correspondiente a fragmentos líticos (Lt).

El motivo principal de esto se debe al tamaño de grano presentado por la muestras analizadas en cada uno de los afloramientos, en los cuales algunas de las secciones no presentaron el grado de idealidad correspondiente al tamaño de grano,

alteración y madurez señaladas por DICKINSON Y SUCZEK (1979) para la interpretación de la procedencia tectónica de la roca, por lo tanto, la utilización del diagrama ternario Qm-F-Lt, podría arrojar resultados de poca confiabilidad, ya que el mismo incluye en el vértice de los fragmentos líticos a el cuarzo policristalino y la ftanita y por tanto la identificación de granos de cuarzo provenientes de la disgregación de fragmentos menos resistentes sería dificultosa tomando en cuenta la madurez, alteración y condiciones de transporte observadas en cada una de las muestras analizadas.

Basados en esto, una vez realizado el recálculo de variables y su posterior ubicación dentro del gráfico, se detallan las tendencias de las mismas hacia un área fuente determinada, lográndose establecer o distinguir tres tipos de procedencia principales, descritas a continuación:

- **Bloque Continental:** para esta zona se incluyen sedimentos originarios de un bloque continental no orogénico que forma diferentes tipos de arenas ricas en cuarzo y feldespatos que proceden de un área positiva asociada al cratón o basamento expuesto.
- **Arco Magmático:** para este campo están incluidos todos aquellos sedimentos que son el resultado directo de la erosión del arco orogénico y forman una serie de arenas ricas en restos líticos y volcanoclásticos y otra serie rica en cuarzo-feldespatos que si reciben una influencia plutónica.
- **Orógeno Reciclado:** para este caso se agrupan varios tipos de fuentes de tipo orogénico. En general consiste en terrenos estratificados, levantados, plegados y fallados, en los cuales son frecuentes las areniscas cuarzosas con detritos de origen sedimentario y meta-sedimentarios asociados al cratón interior, transicional reciclado y no reciclado.

A su vez, los campos o áreas descritas con anterioridad presentan subdivisiones o varios sub-tipos dentro de las mismas, por ejemplo, el campo de Bloque continental abarca tres sub-tipos como son cratón interior, transicional y basamento

expuesto. El campo de arco magmático comprende las categorías de no disectado, transicional y disectado. Por último el campo de orógeno reciclado se subdivide en complejo de subducción, orógeno colisional y *foreland* o cuenca ante-país expuesto.

La tabla 9 muestra en detalle las sub-divisiones descritas pero tomando la relación de estos con el ambiente tectónico de sedimentación y la cuenca, además de la litología y la composición mineralógica principal.

BLOQUE CONTINENTAL	ARCO MAGMÁTICO	ORÓGENO RECICLADO
CRATÓN INTERIOR	NO DISECTADO	COMPLEJO DE SUBDUCCIÓN
Los sedimentos derivan de un escudo expuesto. Su composición es típicamente cuarzosa con porcentajes de feldespato que aumentan a medida que disminuye la madurez mineralógica de la roca.	Las areniscas presentan un alto contenido de plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos. Se observan fenocristales de Plagioclasa. El cuarzo está presente en menor proporción y es principalmente de origen volcánico.	En este caso se tienen bloques tectónicamente levantados, compuestos por ofiolitas deformadas y otros materiales oceánicos que pueden servir de fuente aislada de sedimentos. Las areniscas presentan un alto contenido de rocas verdes, chert, argilita, grawacas y algunas calizas.
TRANSICIONAL	TRANSICIONAL	ORÓGENO COLISIONAL
Los sedimentos son derivados de formas positivas a lo largo de segmentos transformantes o de otra estructura discontinua.	Presenta un mayor contenido de granos de cuarzo, a partir de subvolcánicas de los arcos.	Compuesto por napas y corrimientos de rocas sedimentarias y metasedimentarias. Son sedimentos reciclados, con un contenido intermedio de cuarzo, una alta relación cuarzo/feldespato y abundantes fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios.
BASAMENTO EXPUESTO	DISECTADO	"FORELAND EXPUESTO"
Los sedimentos provienen de basamentos expuestos limitados por fallas. El ambiente tectónico principal son cinturones de rift incipientes y rupturas transformantes de bloques continentales. El alto relieve y la rápida erosión del basamento expuesto dan un alto contenido de feldespato en las areniscas.	Los sedimentos provienen de arcos magmáticos maduros y erosionados que alimentan cuencas de tipo "forearc" y "backarc". Su composición es compleja siendo menos lítica que volcanoclásticas. El feldespato cálcico y potásico es común. Los fragmentos líticos no volcánicos son abundantes.	En este caso los sedimentos derivados están formados por fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios reciclados, con un contenido menor de cuarzo y feldespato.

Tabla 9. Ambientes tectónicos de procedencia para la clasificación de DICKINSON Y SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983). Se muestran las diferentes sub-divisiones de cada ambiente y sus principales características en cuanto a litología y composición.

7.2.- RESULTADOS DE LA PROCEDENCIA

Los resultados obtenidos para los afloramientos # 2, # 3 y # 4 fueron introducidos y comparados con los triángulos de procedencia correspondientes a las figuras 68 y 69, con el fin de ubicar las tendencias de cada una de estas en el contexto tectónico que regía para el momento de su depositación.

El patrón de tendencias en las tres secciones estudiadas no presenta grandes variaciones, es decir, se ubican relativamente en el mismo instante o momento tectónico para efectos de la depositación.

Para los afloramientos # 2 y # 3 con respecto al triángulo de procedencia Qt-F-L, las muestras revelan dos tendencia principalmente, una hacia el limite de cratón interior y orógeno reciclado, mientras que las otras se ubican en su totalidad en el campo perteneciente a continental transicional. (figura 70).

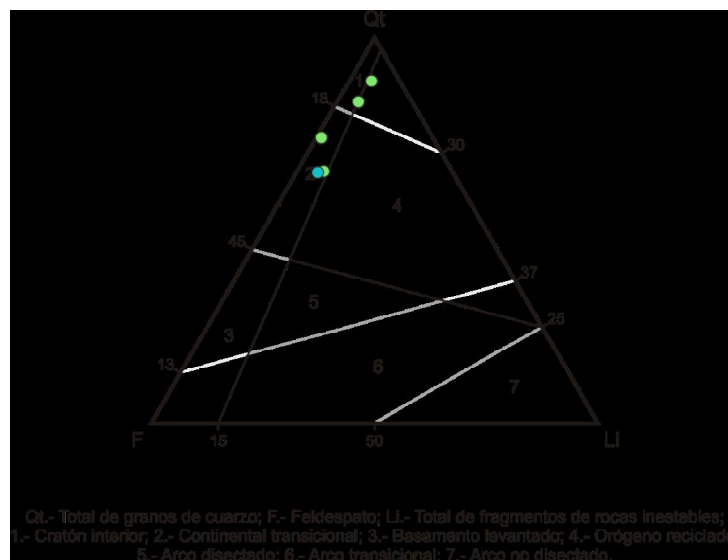


Figura 70. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para los afloramientos A2 y A3 según el triángulo Qt-F-Li de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

En el caso del afloramiento # 4 para el mismo triangulo de procedencia Qt-F-L, se observan principalmente dos tendencias, la primera y más abundante corresponde al campo de orógeno reciclado y la segunda a la zona de cratón interior; por otra parte se reflejan casos muy puntuales e insignificantes con tendencia hacia el limite de los campos de ambiente continental transicional y orógeno reciclado (figura 71).

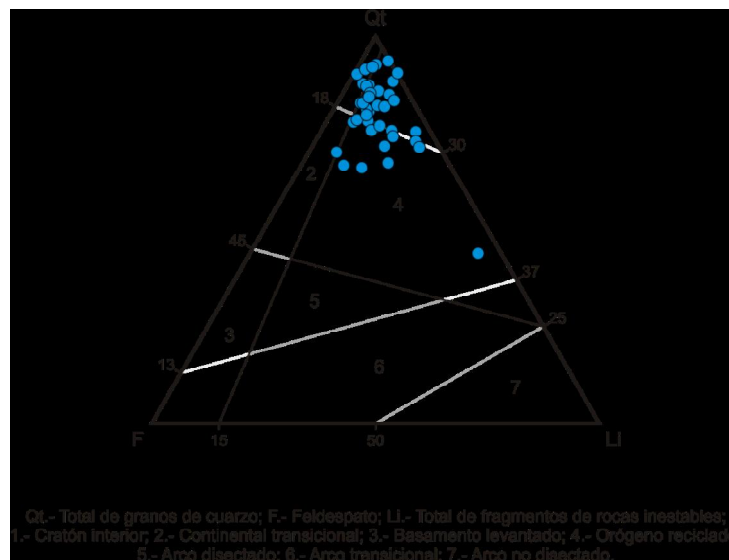


Figura 71. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para el afloramientos A4 según el triángulo Qt-F-Li de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

En cuanto a la relación de los afloramientos # 2, # 3 y # 4 para el triángulo Qt-F-L, se observa que las variables entre estos coinciden de acuerdo al contexto tectónico de procedencia, mostrando principalmente tendencias hacia los campos de cratón interior, orógeno reciclado y continental transicional (figura 72).

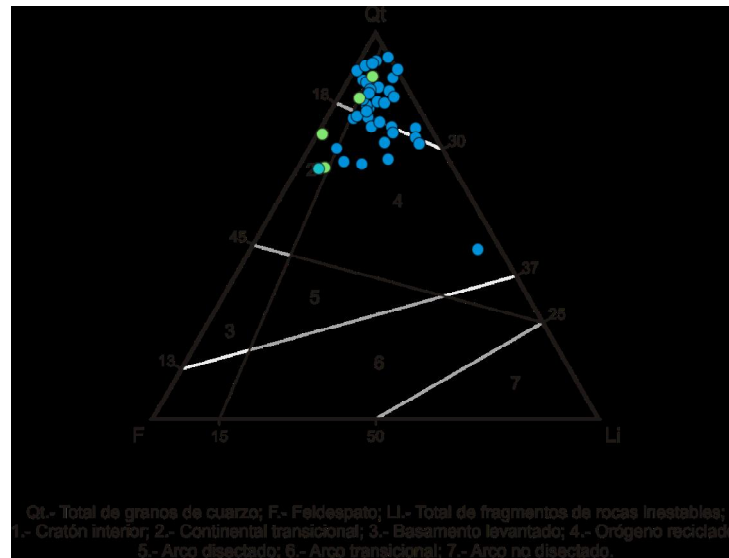


Figura 72. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para todos los afloramientos según el triángulo Qt-F-Li de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

Para el caso de los triángulos de procedencia Qm-F-Lt, en las secciones # 2 y # 3 el grupo de muestras tienden principalmente a los campos de continental transicional, orógeno reciclado cuarzoso y orógeno reciclado transicional, con una muestra ubicada en la zona de mezcla (figura 73).

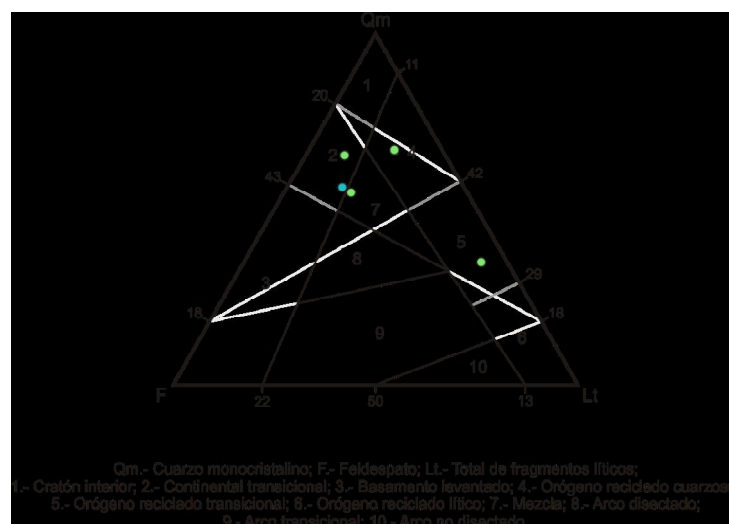


Figura 73. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para los afloramientos A2 y A3 según el triángulo Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

Por otra parte, el afloramiento # 4 representado dentro del triángulo de procedencia Qm-F-Lt arroja dos tendencias principales con igualdad de porcentajes aproximadamente, la primera corresponde a la zona de orógeno reciclado cuarzoso, mientras que la segunda tendencia se ubica en el campo de orógeno reciclado transicional, a parte de éstas, tres de las muestras se incorporan a la zona de mezcla y una a la zona de orógeno reciclado lítico, lo cual no es representativo ya que pertenecen a una minoría insignificante (figura 74).

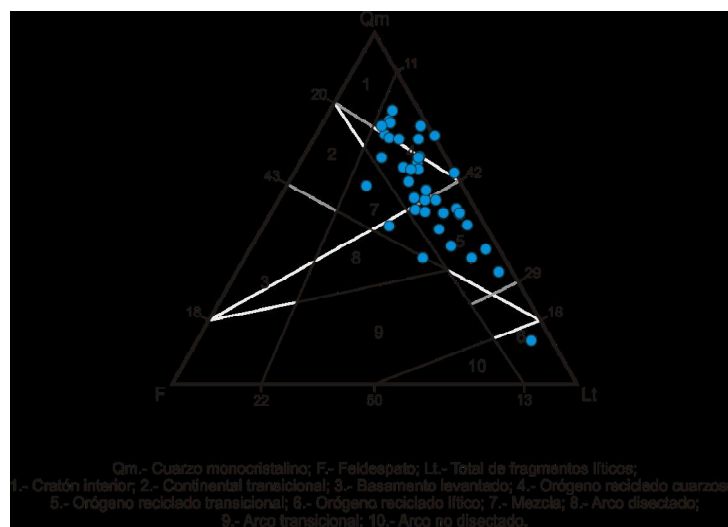


Figura 74. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para el afloramiento A4 según el triángulo Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

La relación de la ubicación de las muestras de los afloramientos # 2, # 3 y # 4 según el triángulo Qm-F-Lt es coincidente, ya que no se observan grandes variaciones entre los tipos o campos de procedencia, dominando la escena la zona de orógeno reciclado cuarzoso y siguiéndole a ésta el campo de orógeno reciclado transicional, además se observan casos puntuales irrelevantes de muestras ubicadas en la zona de mezcla y en orógeno reciclado lítico (figura 75).

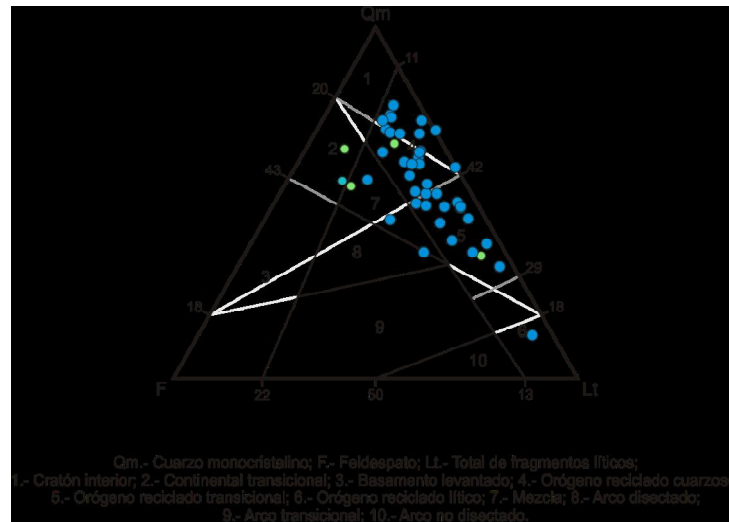


Figura 75. Se muestra la tendencia principal de las muestras analizadas para todos los afloramientos según el triángulo Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

La siguiente tabla 10 muestra la relación del resultado de la clasificación de cada una de las muestras mediante los triángulos de procedencia Qt-F-L y Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983), con el fin de relacionar y establecer su diferenciación y caracterización:

Tabla 10. Se muestra la comparación entre los resultados obtenidos para los triángulos Qt-F-Li y Qm-F- Lt según DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

Afloramiento	Muestra	DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON <i>et al.</i> (1983)	
		Triangulo Qm-Lt-F	Triangulo Q-L-F
A2	A2C1	Mezcla	Continental Transicional
	A2C2	Sin Clasificar	Sin Clasificar
	A2C3	Transicional reciclado	Cratón interior
	A2C4	Continental transicional	Continental transicional
	A2C5	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
A3	A3C1	Sin Clasificar	Sin Clasificar
	A3C2	Sin Clasificar	Sin Clasificar
	A3C3	Continental transicional	Continental transicional
	A3C4	Sin Clasificar	Sin Clasificar
	A3C5	Sin Clasificar	Sin Clasificar
A4	A4C1	Transicional reciclado	Cratón interior
	A4C2	Transicional reciclado	Orógeno reciclado
	A4C3	Transicional reciclado	Orógeno reciclado
	A4C4	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C5	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C6	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C7	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado
	A4C8	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C9	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C10	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C11	Transicional reciclado	Orógeno reciclado
	A4C12	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C13	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado
	A4C14	Transicional reciclado	Cratón interior
	A4C15	Transicional reciclado	Orógeno reciclado
	A4C16	Transicional reciclado	Cratón interior
	A4C17	Transicional reciclado	Orógeno reciclado
	A4C18	Sin Clasificar	Sin Clasificar
	A4C19	Cuarzoso reciclado	Continental Transicional
	A4C20	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado
	A4C21	Transicional reciclado	Cratón interior
	A4C22	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado
	A4C23	Mezcla	Orógeno reciclado
	A4C24	Transicional reciclado	Continental Transicional
	A4C25	Mezcla	Orógeno reciclado
	A4C26	Transicional reciclado	Orógeno reciclado
	A4C27	Mezcla	Continental Transicional
	A4C28	Transicional reciclado	Cratón interior
	A4C29	Transicional reciclado	Orógeno reciclado
	A4C30	Cuarzoso reciclado	Cratón interior
	A4C31	Arco no disectado	Orógeno reciclado
	A4C32	Cuarzoso	Cratón interior
A4C33	Transicional reciclado	Orógeno reciclado	
A4C34	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado	
A4C35	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado	
A4C36	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado	
A4C37	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado	
A4C38	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado	
A4C39	Cuarzoso	Interior cratónico	
A4C40	Cuarzoso reciclado	Orógeno reciclado	

Según la tabla anterior se puede apreciar la relación entre los resultados arrojados por ambos triángulos de procedencia, donde es evidente el dominio de la zona de orógeno reciclado (orógeno reciclado cuarzoso y orógeno reciclado transicional) con una influencia secundaria de cratón interior, además de minorías con tendencias hacia el campo de mezcla y de continental transicional.

En el siguiente esquema (figura 76) se muestra el orden para cada una de las muestras tomadas y analizadas en campo.

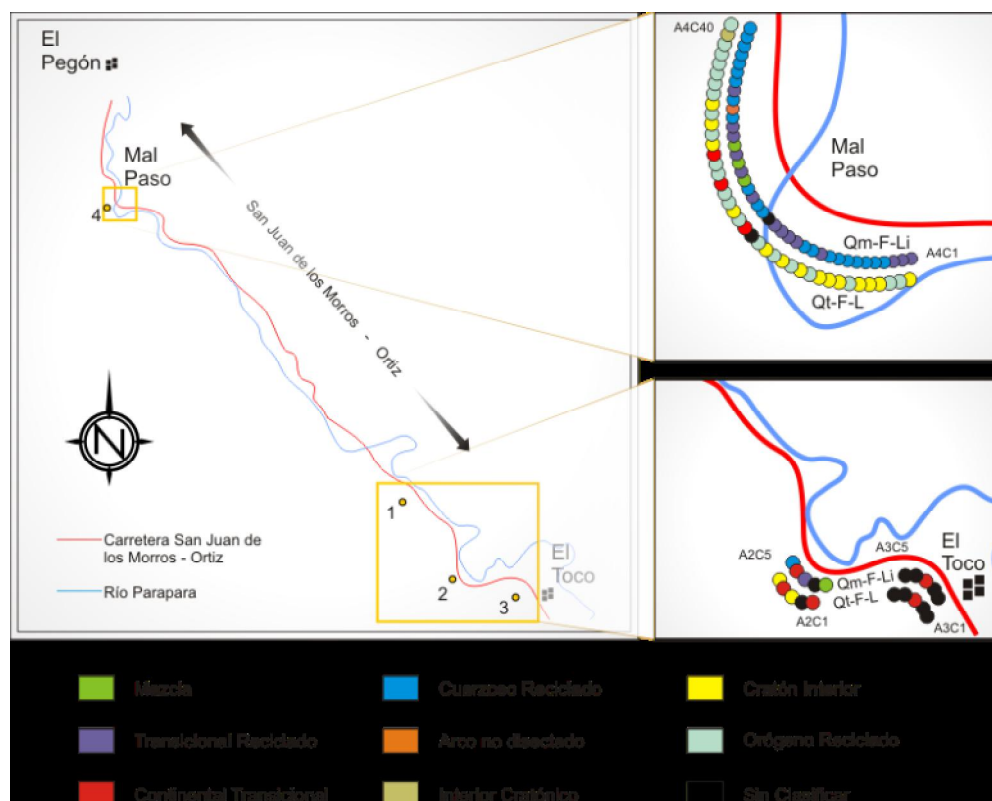
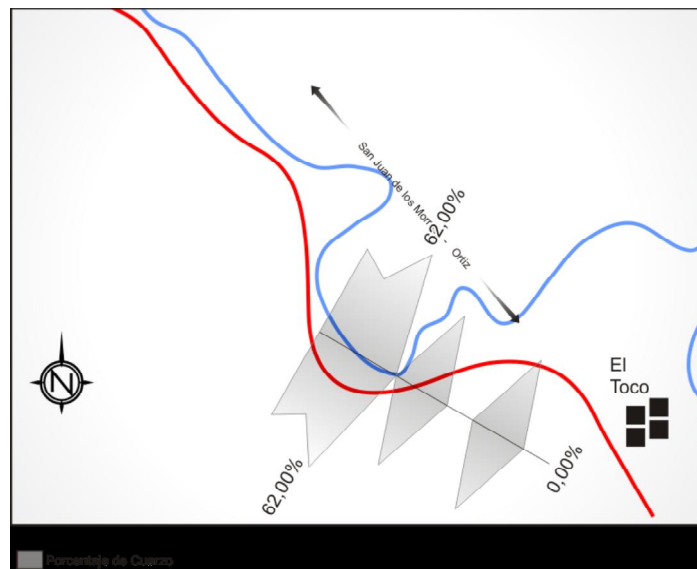


Figura 76. Esquema de ubicación de cada una de las muestras analizadas y su clasificación según Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson et, al. (1983), para ambos triángulos Qt-F-L y Qm-F-Li.

7.3.- ESQUEMAS PROPUESTOS PARA LA VARIACIÓN DE LOS COMPONENTES

De acuerdo a los resultados obtenidos con anterioridad, se proponen los siguientes esquemas, para la variación de los componentes principales por afloramiento, con el fin de lograr un patrón de correlación con estudios futuros (figuras de 77 a la 84).



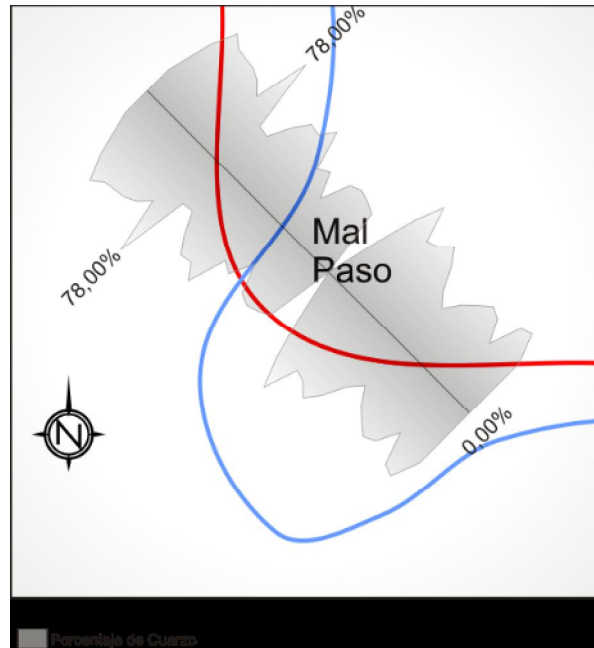


Figura 78. Donde se muestra el esquema propuesto de variación del cuarzo total para el afloramiento # 4

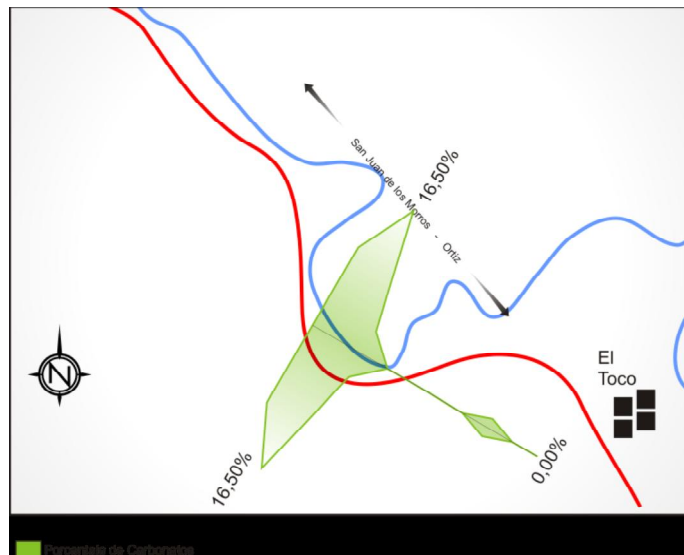


Figura 79. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los carbonatos para los afloramientos # 2 y # 3

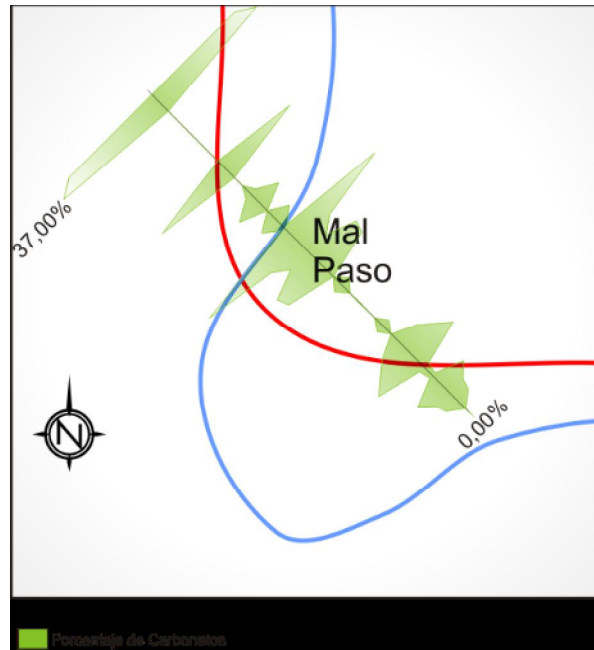


Figura 80. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los carbonatos para el afloramiento # 4

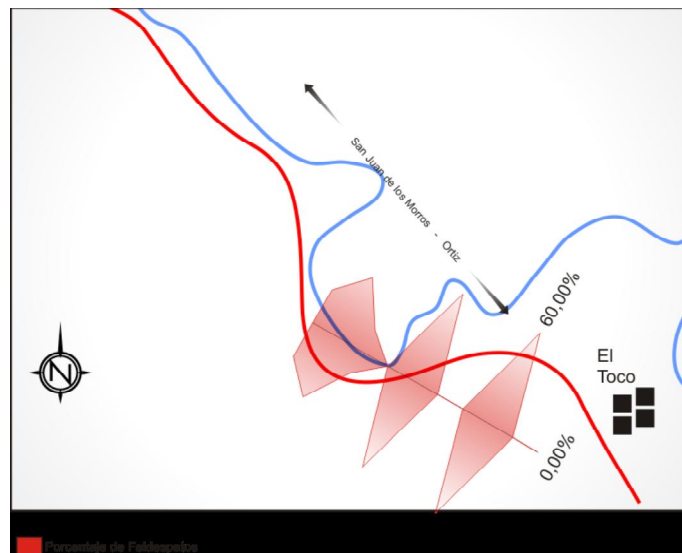


Figura 81. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los feldespatos para los afloramientos # 2 y # 3

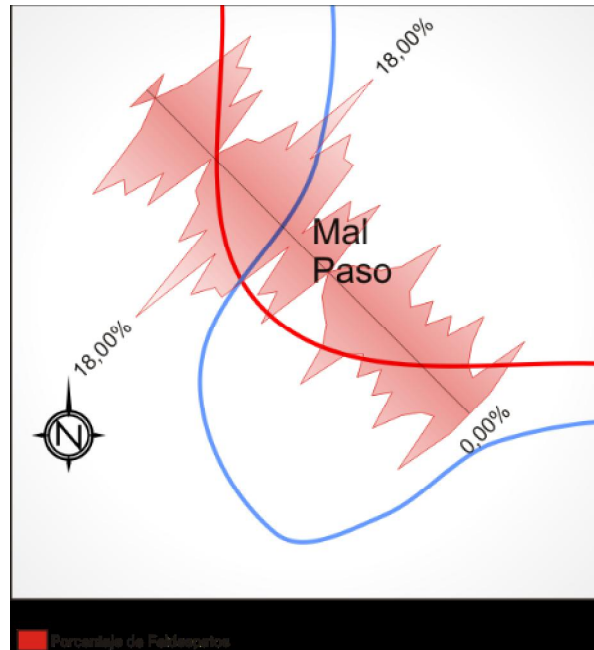


Figura 82. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de los feldespatos para el afloramiento # 4

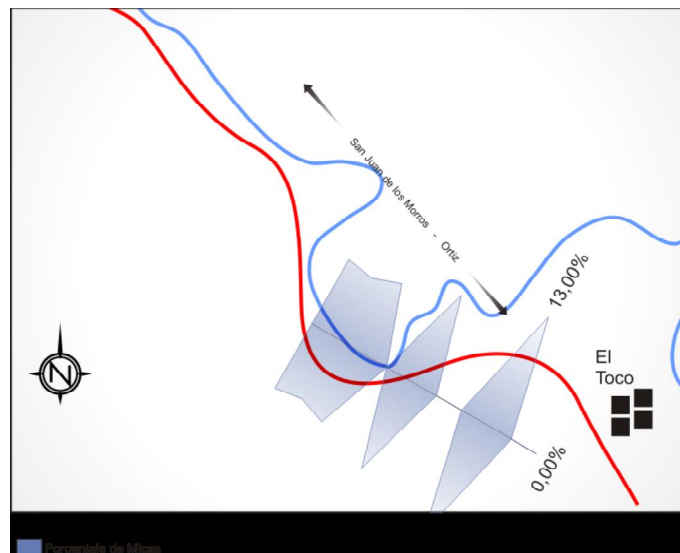


Figura 83. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de las micas para los afloramientos # 2 y # 3

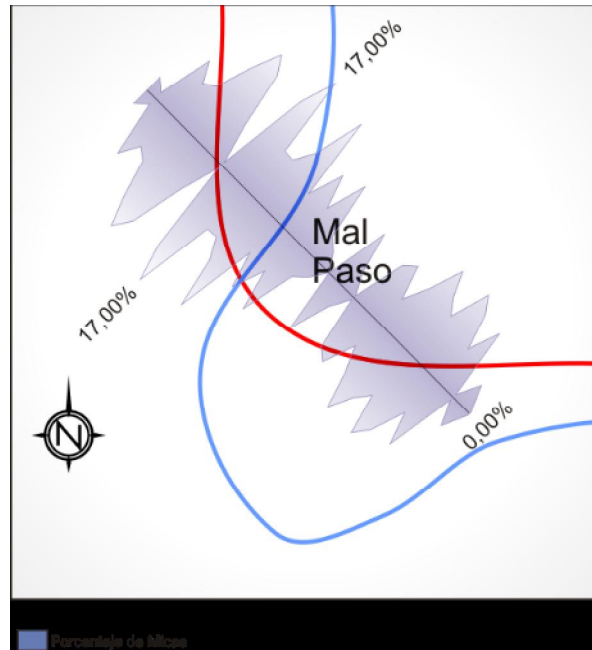


Figura 84. Donde se muestra el esquema propuesto de variación de las micas para el afloramiento #4

7.4.- PROCEDENCIA Y AMBIENTE SEDIMENTARIO DE DEPOSITACIÓN

A procedencia de la muestras analizadas en los tres afloramientos reveló dos tendencias principales de acuerdo a los triángulos de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON+ *et al.* (1983), las cuales se ubicaron en primer lugar en el campo de orógeno reciclado y en segundo lugar con tendencia de cratón interior según el triángulo Qt-F-L , mientras que para el triángulo Qm-F-Lt, la mayoría se ubicó en las zonas de orógeno reciclado cuarzoso y orógeno reciclado transicional, por otra parte, una minoría correspondió a los campos de continental transicional y la zona de mezcla para ambos triángulos, lo que sugiere poca variación entre las mismas y una ubicación en el mismo contexto sedimentario y tectónico.

La Formación Guárico se le atribuye un ambiente de surco marino profundo según diferentes autores, donde la morfología dominante es de valles submarinos (cañones, canales y cárcavas), los cuales representan la principal vía de transporte de los sedimentos hacia dichos ambientes profundos.

El factor más importante en las secuencias tipo flysch lo juega la tectónica, ya que los pulsos de ésta genera el deslizamiento por inestabilidad de los taludes superiores, originando así las corrientes de turbidez, las cuales descienden a través de los valles antes descritos con formas de “V” y “U” en sus respectivos cortes transversales, donde las paredes son estrechas y con gran pendiente, dándose las condiciones propicias para que los sedimentos se desplacen en suspensión turbulenta y caótica con muy alta energía.

Por tal motivo, se generan condiciones de retrabajo de los sedimentos bastante duras, donde las fracciones minerales más afectadas serán las menos resistentes a los diferentes procesos abrasivos y por tanto la consecuencia final es la disminución de esas fracciones minerales en los porcentajes totales de las rocas analizadas.

Para el caso de los afloramientos # 2, # 3 y # 4, se reflejan claramente las condiciones descritas y así, se explica el origen de los grandes porcentajes que presenta

la fracción de los cuarzos en cada una de las muestras, ya que estos al encontrarse en una zona de alta energía y turbulenta entraran en contacto y fricción constante con otros granos de menor resistencia mecánica (Ortosa, plagioclasas, etc.), logrando restar porcentaje en la fracción de los mismos, así como también de los fragmentos lábiles, por supuesto sin dejar a un lado los procesos diagenéticos posteriores que ayudan de igual manera a la disminución de estas últimas.

En conclusión, la mineralogía presente en las secciones finas, señala el dominio del cuarzo en cada una de estas, la angularidad de granos es característico de la muestras y el porcentaje de feldespatos es muy bajo, existiendo dentro de estos gran parte en estado de alteración, además el porcentaje en general de las micas también es bastante bajo. Tomando en cuenta estos aspectos y los resultados arrojados a través de los triángulos de procedencia, los cuales en su mayoría correspondieron a la zona de orógeno reciclado (orógeno reciclado cuarzoso y orógeno reciclado transicional) con influencia de cratón interior principalmente, se puede sugerir una zona de depositación dentro del ambiente turbidítico, cercano a una zona de solape con dominio de aporte del borde septentrional de la cuenca.

El bajo porcentaje de la fracción de las micas, indica una ubicación no tan distal de la fuente, ya que estas viajan en flotación debido a su hábito laminar y por tanto logran recorrer largas distancias; la angularidad de los granos refuerza esta teoría, por otra parte, la influencia del campo de cratón interior refuerza la hipótesis de la cercanía a una zona de solape mas norte que sur, la cual posiblemente mediante mecanismos internos del sistema como corrientes, mareas, flujos, etc, sea revuelta y remezclada. Esto tiene mucha lógica, ya que una minoría de las muestras varia entre la zona de mezcla y el campo de continental transicional para ambos triángulos.

7.5.- TERRENOS POSITIVOS Y PROCEDENCIA TECTÓNICA

La Formación Guarico posee una edad de 60 millones de años aproximadamente. Para el inicio de su depositación se han interpretado cuatro posibles zonas emergidas que funcionarían de fuentes de aporte, El Escudo de Guayana, El Arco de Mérida y las rocas de la plataforma cretácica expuestas, La Cadena Caribe y el Macizo de el Baúl, los cuales se describen litológicamente y se señalan sus posiciones relativas para entonces.

El Escudo de Guayana se ubica hacia la parte meridional y meridional-este de la zona. Dentro del mismo destacan tres provincias principales: La Provincia de Imataca, La Provincia de Pastora y La Provincia de Cuchivero. En la primera de estas, dominan los Gneis graníticos migmatíticos y no migmatíticos entre otros; en la Provincia de Pastora se destacan las meta-limolitas y las meta-areniscas feldespáticas dentro del complejo Supamo, para el Grupo Caripacho dominan las anfibolitas y los esquistos anfibolíticos-biotíticos-epidóticos-albíticos, en el batolito Vuelvan Caras las cuarzomonzonita-biotíticas; en La Provincia Cuchivero destacan los Granitos Alcalinos, granitos y cuarzomonzonita entre otros. La mineralogía diagnóstica de esta zona corresponde principalmente a minerales como circón, turmalina, epidoto y apatito (tabla 11).

El Arco de Mérida y las rocas de la plataforma cretácica expuestas se ubican hacia el Oeste-Suroeste de la zona en cuestiona y están conformada por las formaciones Mucuchachí, El Águila y Río Momboy. Se presentan gran variedad de rocas metamórficas y rocas sedimentarias correspondientes a las formaciones La Luna, Colón y una parte del Grupo Cogollo, el cual incluye a las formaciones Apón, Lisure y Maraca. Los principales minerales diagnósticos de esta área positiva corresponden a granates, micas, chorlita, turmalina, clorita, fragmentos sedimentarios y metamórficos (tabla 11).

La Cadena Caribe se ubica hacia la parte septentrional y septentrional-oeste. Esta representa una parte de gran importancia para la génesis de la Formación Guárico,

ya que corresponde al sector activo de mayor influencia de sedimentos en la secuencia flysch desarrollada. La cadena está compuesta por los cinturones de la Cordillera de la Costa, Caucagua-El Tinaco, Paracotos, Villa de Cura, el complejo de Peridotitas de Tinaquillo y las Ofiolitas de Siquisique. Su litología se describe a detalle en la tabla 6.11; por otra parte la mineralogía diagnóstica de estos cinturones y complejos consiste principalmente en fragmentos volcánicos máficos, intermedios y sedimentarios, circón, turmalina dravita, clinozoicita, espinela, glaucofano, cianita, granate, barroisita, lawsonita y actinolita.

Por último, El Macizo de El Baúl, el cual se ubica en la parte meridional de la zona para el momento de la depositación, e involucra a las formaciones Míreles, Cerrajón, Cañaote y las ígneas tanto del Granito de El Baúl como las Volcánicas de Guacamaya, donde la litología va desde una gran variedad de metamórficas a granitos alcalinos tipo Rapakiwi y riolitas, tobas híbridas, etc. La mineralogía diagnóstica consiste en moscovita, biotita, clorita, fragmentos volcánicos felsicos y sedimentarios, circón y apatito (tabla 11).

Tabla 11. Se describe la ubicación, litología y composición de los terrenos expuestos y posibles fuentes de aporte para el momento de depositación de la Formación Guárico.

Nombre	Ubicación	Composición	Mineralogía Diagnóstica
Escudo de Guayana	sur-sureste	<ol style="list-style-type: none"> 1. Provincia de Imataca: Gneis graníticos migmatíticos y no-migmatíticos, granulitas felsicas rojas y verdes; gneis oligoclástico-cuarzo-biotítico; gneis granítico. 2. Provincia de Pastora: (Complejo Supamo) Metalimolitas de origen volcánico, metarenisca feldespática: trondjemitas, granocioritas, cuarzo-dioritas. (Grupo Caripocho) anfibolitas, esquistos anfibolíticos-biotíticos-epidóticos-albítico (Batolito Vuelvan Caras) cuarzomonzonita-biotítica. 3. Provincia de Cuchivero: (Rocas Plutónicas) granitos alcalinos, granitos y cuarzomonzonita, granodioritas, tonalitas, dioritas, rocas volcánicas, tobas de composición riolítica alcalina, riolita, dacita y latita cuarcífera. 	Circón, turmalina, epidoto, apatito.
Arco de Mérida y Rocas de la Plataforma Cretácica	oeste-suroeste	<ol style="list-style-type: none"> 1. Formación Mucuchachí: Varía de pizarras con tendencias filíticas y brillo sericítico, fosilífera a pizarras de color gris oscuro o verdoso con tendencia filítica. Metarenisca. 2. Formación El Águila: Cuarzitas, filitas y metalimolitas micáceas, cloríticas y algunas de ellas muestran porfiroblastos de granate (Miembro El Balcón). 3. Formación Río Momboy: Filita con biotita generalmente en porfiroblastos y cuarcitas. 4. Intrusiones graníticas. 5. Rocas sedimentarias de las formaciones La Luna, Colón y parte del Grupo Cogoyo (Apón, Lisure y Maraca). 	Granates, Micas, Clorita, Turmalina, Chorlita, fragmentos sedimentarios y metamórficos.
Terrenos de Cadena Caribe	norte-noroeste	<ol style="list-style-type: none"> 1. Cinturón Cordillera de la Costa: (Complejo Sebastopol) gneis granítico; (Formación Tacagua) Esquistos Sericíticos-epidóticos, esquistos cuarzo-grafitosos, Anfibolitas, Esquistos cuarzo-grafitoso-cloríticos y metacuarcitas granatíferas-epidóticas. 2. Cinturón de Cauagua-El Tinaco: Gneis Homblendítico-cuarzo-plagioclásico. Gneis plagioclásico-cuarzoso, anfibolita, metavolcánicas alcalinas no orogénicas, intrusiones metadioríticas y metatrondjemáticas. 3. Cinturón Paracotos: Napas ofiolíticas, harzburguitas, serpentinitas y gabros (peridotita de Loma de Hierro); Lavas almohadilladas y brechas volcánicas. Lavas 	Fragmentos volcánicos máficos, intermedios y sedimentarios, circón, turmalina dravita.

		<p>intrusionadas por diques gabroides (Formación Tiara), volcánicas sin metamorizar y volcanoclásticas (Formación Dos Hermanos).</p> <p>4. Cinturón Villa de Cura: Metasedimentos (mayormente volcanoclásticos) y metavolcánicas. Complejo Ultarmáfico de Chacao: Piroxenitas oliviníferas, magnetítica-olivínífera y magnetítica-hornbléndica. Gabro bapiroxiénico, hornblendítico y diques de gabro.</p> <p>5. Complejo Peridotita de Tinaquillo: Está compuesto por harzburguitas, dunitas serpentinitas, metagabros y piroxenitas.</p> <p>6. Ofiolitas de Siquisique: Consiste de gabros y lavas almohadilladas con lentes de lutitas.</p>	
Macizo de El Baúl	sur	<p>1. Formación Mireles: Filitas carbonáceas y gris verdosas, metalimolitas filíticas de color gris verdoso, macizas y ligeramente esquistosas intercaladas con cuarcitas micáceas.</p> <p>2. Formación Cerrajón: Filitas y metalimolitas que pasan a cuarcitas micáceas, esquistos cloríticos-cuarzosos y cuarcitas. "Hornfels" con intercalaciones de cuarcita blanca y negra diaclasadas.</p> <p>3. Formación Cañote: Cuarcitas micáceas, metareniscas arcósicas y lentes conglomeráticos.</p> <p>4. Granito El Baúl: intrusión granítica alcalina de tipo rapakivi.</p> <p>5. Volcánicas de Guacamaya: Riolitas, tobas híbridas y latitas cuarcíferas.</p>	<p>Muscovita, biotita, clorita, turmalina, fragmentos volcánicos felsicos y sedimentarios, circón y apatito.</p>

Para la comprensión y visión a grandes rasgos sobre el contexto tectónico influyente en la génesis de las cuencas sedimentarias, es importante tomar en cuenta, el trabajo realizado por BALLY & SNELSON (1980), en el cual se clasifican cada una de las cuencas que se sub-dividen en tres grandes grupos:

- Cuencas ubicadas sobre la litosfera y que no están asociadas a la formación de megasuturas, incluyéndole en este grupo las desarrolladas en márgenes continentales pasivos tipo atlántico y cuencas intracratónicas.
- Cuencas perisutúrales desarrolladas sobre la litosfera y asociadas a la formación de megasuturas compresionales, incluyéndole en este grupo las cuencas correspondientes a la subsidencia de fosas marinas profundas pertenecientes a la cuenca antepaís o "foreland".

- Cuencas episuturales, las cuales se ubican sobre la litosfera y están contenidas en megasuturas de tipo compresionales, en este grupo se incluyen las cuencas “forearc” o antearco y “backarc” o retroarco.

De acuerdo a lo antes explicado, el contexto referencial a la depositación de la Formación Guárico corresponde a una cuenca perisutural tipo “foreland”, cuyo “foredeep” debido al choque transpresivo oblicuo del arco volcánico del Caribe en contra de la placa suramericana, produjo la migración del mismo con un diacronismo general en sentido sur-sureste.

En la figura 85 se observa un corte longitudinal diagramático de una cuenca “foreland” y las partes involucradas en ésta.

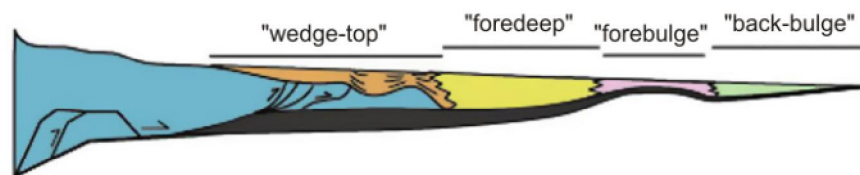


Figura 85. Cuenca “foreland” o antepaís en donde se observa las partes que la componen. Tomado y modificado de www.geol.sc.edu.

Según lo explicado anteriormente, el fenómeno de choque oblicuo trajo como consecuencia principal la génesis de un cinturón de deformación conocido como “frente de deformación caribe”, compuesto por una gran variedad de corrimientos con vergencia Sureste desde el Maastrichtiense hasta el Neógeno (figura 86). Los sedimentos derivados de éste son el primordial relleno de la fosa marino profunda en subsidencia; lo que coincide con los resultados arrojados según los triángulos de procedencia, en los cuales dominan las muestras pertenecientes a el campo de orógeno reciclado.

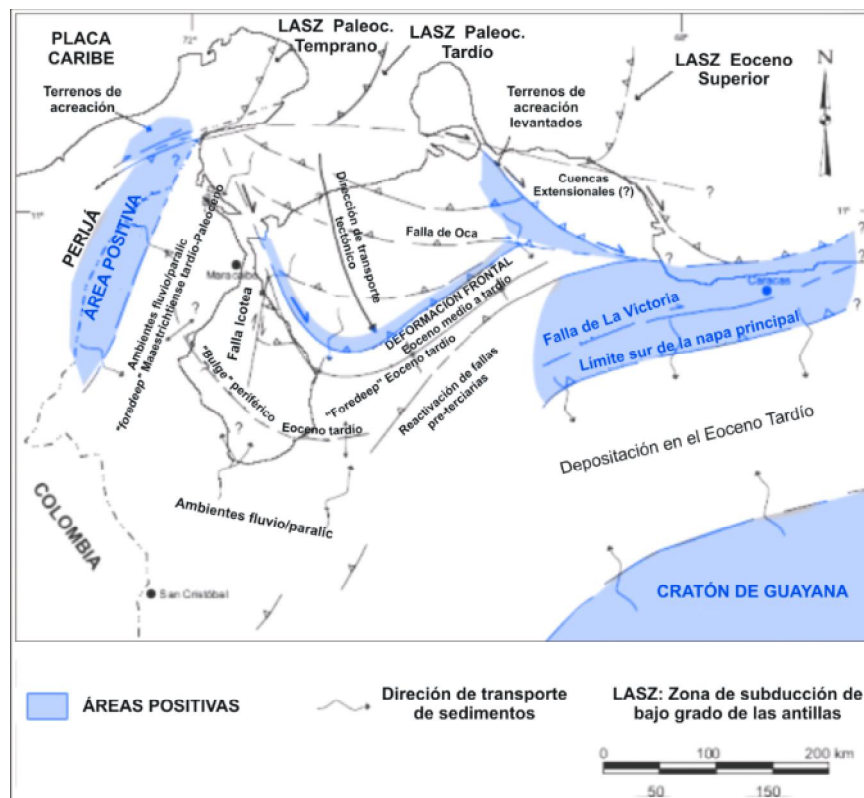


Figura 86. En esta figura se observan la evolución tectónica y el diacronismo del frente de deformación Paleoceno-Eoceno en el borde septentrional de Suramérica como resultado del choque transpresivo con la Placa Caribe, así como también las áreas positivas de aporte de sedimentos. Tomado y modificado de YORIS *et al.* (2004).

La depositación de los sedimentos en el contexto tectónico antes descrito, sugiere un diacronismo en dicho proceso, el cual queda evidenciado en el trabajo

realizado por HERNÁNDEZ & BENEDETTI (2007 en prensa). Los autores realizaron estudios similares a éste, en secciones casi paralelas entre si, conocidas como la sección El Pao, estado Cojedes, y la sección Valle Morín, estado Aragua, ubicadas de oeste a este respectivamente.

En su trabajo, HERNÁNDEZ & BENEDETTI (2007) describen de base a tope en sentido oeste-este cada una de las secciones mencionadas. En el Pao reportan el dominio de fragmentos volcánicos y sedimentarios en los niveles inferiores de la sección, indicando así las primeras manifestaciones del emplazamiento de los terrenos Caribes. En los niveles superiores describen el aumento en las fracciones de cuarzo monocristalino y policristalino con disminución notable de los primeros (figura 87 a la 89).

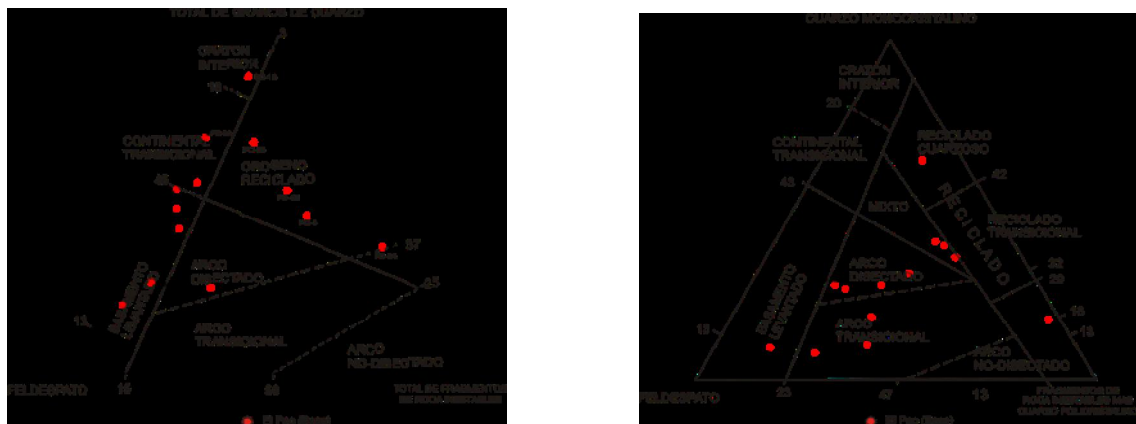


Figura 87. Resultados presentados BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 EN PRENSA), para la base de la sección El Pao, donde se observa la tendencia hacia la zona de arco magmático descrita por los mismos.

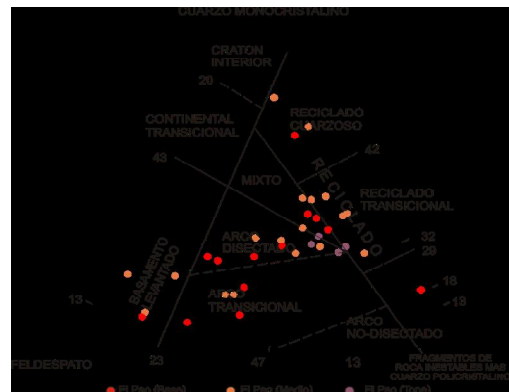
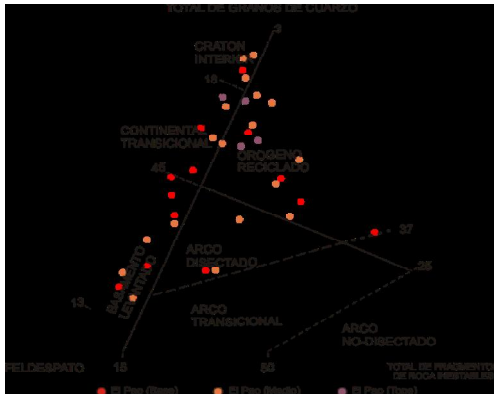


Figura 88. Resultados presentados BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 EN PRENSA), para la sección completa de El Pao, donde se observa la variación descrita por estos hacia el tope de la misma.

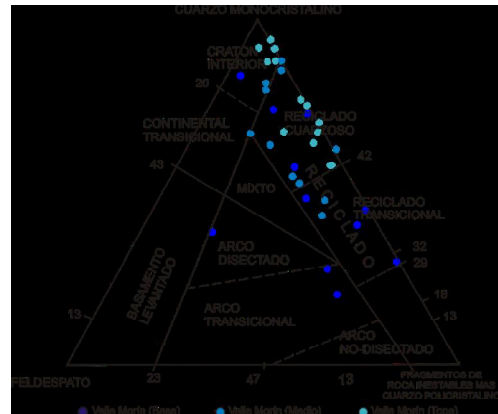
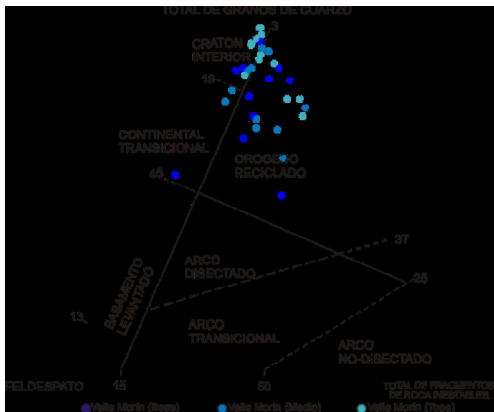


Figura 89. Resultados presentados BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 EN PRENSA), para la sección completa de Valle Morín, donde se observa el diacronismo de la depositación hacia el Este, reflejado a través de la variación de las tendencias hacia los campos de Orógeno Reciclado y Cratón Interior.

BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 EN PRENSA), explican la presencia de una doble tendencia suponiendo un primer aporte proveniente del arco extinto de Villa de Cura y el cinturón de Paracotos correspondiente a los niveles inferiores, mientras que la fuente del segundo y responsable del aumento evidente en los porcentajes de cuarzo se supone a el “microcontinente” de Sebastopol, debido a que este se compone esencialmente de gneises graníticos (figura 90).

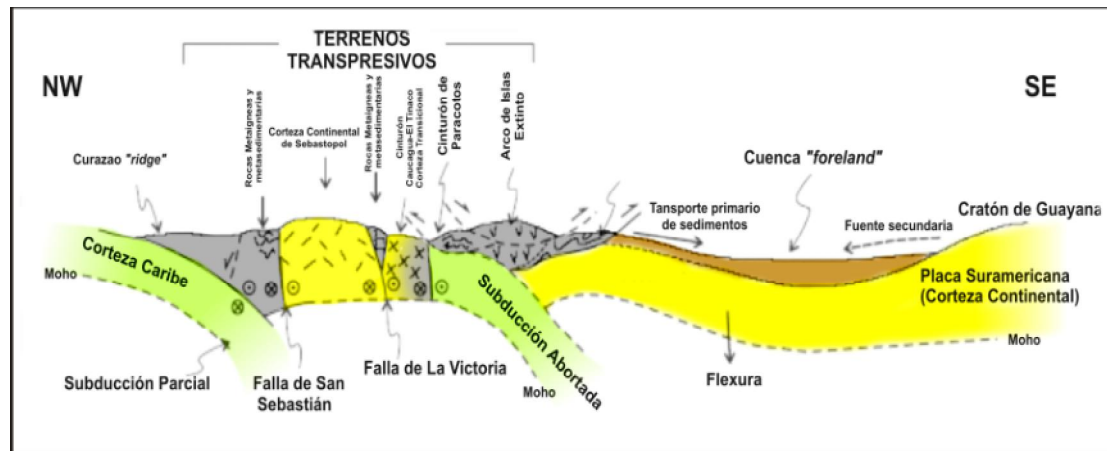


Figura 90. Durante la transición Maastrichtiense-Paleoceno, el choque oblicuo transpresivo de la placa Caribe desarrollo numerosos cinturones deformados, luego de la formación de la cuenca marginal del Protocaribe, el Microcontinente de Sebastopol produjo los cinturones de Caucaagua-El Tinaco y de la Cordillera de la Costa y la reliquia del prisma de acreción lo componen los cinturones de Paracotos y el arco de islas extinto de Villa de Cura, según la nomenclatura de MENÉNDEZ (1966). Hacia el sur, el emplazamiento de las napas de Villa de Cura desarrollaron una cuenca "foreland" con su primera depositación en el Maastrichtiense. Tomado y modificado de YORIS *et al.* (2004).

En cuanto a la sección de Valle Morín los autores reportan aumentos en los porcentajes de cuarzo, ftanita y/o meta ftanita hacia el Este y disminución notable en los fragmentos de roca volcánica, sugiriendo como fuente principal de aporte el bloque de Sebastopol y el Augengneis de Peña de Mora, por todo lo expuesto, es evidente una variación lateral en la mineralogía correspondiente a la sedimentación diacrónica con la respectiva migración del "foredeep" y reflejando dos etapas claras de régimen tectónico.

Por otra parte, los afloramientos # 2, # 3 y # 4 reflejan claramente el dominio del campo de orógeno reciclado (orógeno reciclado cuarzoso y orógeno reciclado transicional para Qm-F-L) con influencia de cratón interior como segunda variable dominante, además se presentan minorías en los campos de continental transicional y zonas de mezcla

Relacionando los resultados obtenidos con los expuestos en BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007 en prensa), se infiere una depositación más reciente en tiempo que en las secciones de El Pao y Valle Morín, posterior a la sutura del arco volcánico de Villa

de Cura, ya que los porcentajes de fragmentos volcánicos son casi nulos, correspondiendo el aporte principal a el “micro-continente” o bloque de Sebastopol, reflejado en el dominio de las fracciones de cuarzo, ya que el mismo se compone principalmente de gneises graníticos.

Por último, la integración de los datos petrográficos con los datos de los resultados de procedencia, soportan la hipótesis que la zona de estudio corresponde a un ambiente de sedimentación de zona media a distal con respecto a la fuente, donde el dominio de aporte es principalmente de la zona septentrional de la cuenca correspondiente a las áreas positivas de la cadena caribe, con una influencia de cratón interior, lo que sugiere una zona de solapes con dominio norte, reflejado en las minorías de las muestras con influencia de zona de mezcla y continental transicional.

La teoría o hipótesis de la zona de solapes se soporta a través de la coexistencia de los campos de orógeno reciclado y cratón interior, donde el sistema, con la ayuda de flujos y reflujos, corrientes, mareas, etc., logra revolver y remezclar los sedimentos en colaboración de la subsidencia por carga litostática con dirección SW-NE, además la presencia de feldespatos muy alterados e indeterminados aunque en muy poco porcentaje, indica una fuente muy rica en la fracción cuarzo-feldespática como el bloque Sebastopol, por esto se indica una parte mas norte en la zona de solape antes mencionada.

A continuación, se presenta un bloque diagramático propuesto para explicar las posibles condiciones tectónicas y ambientales bajo las cuales se depositaron los sedimentos en la cuenca estudiada.

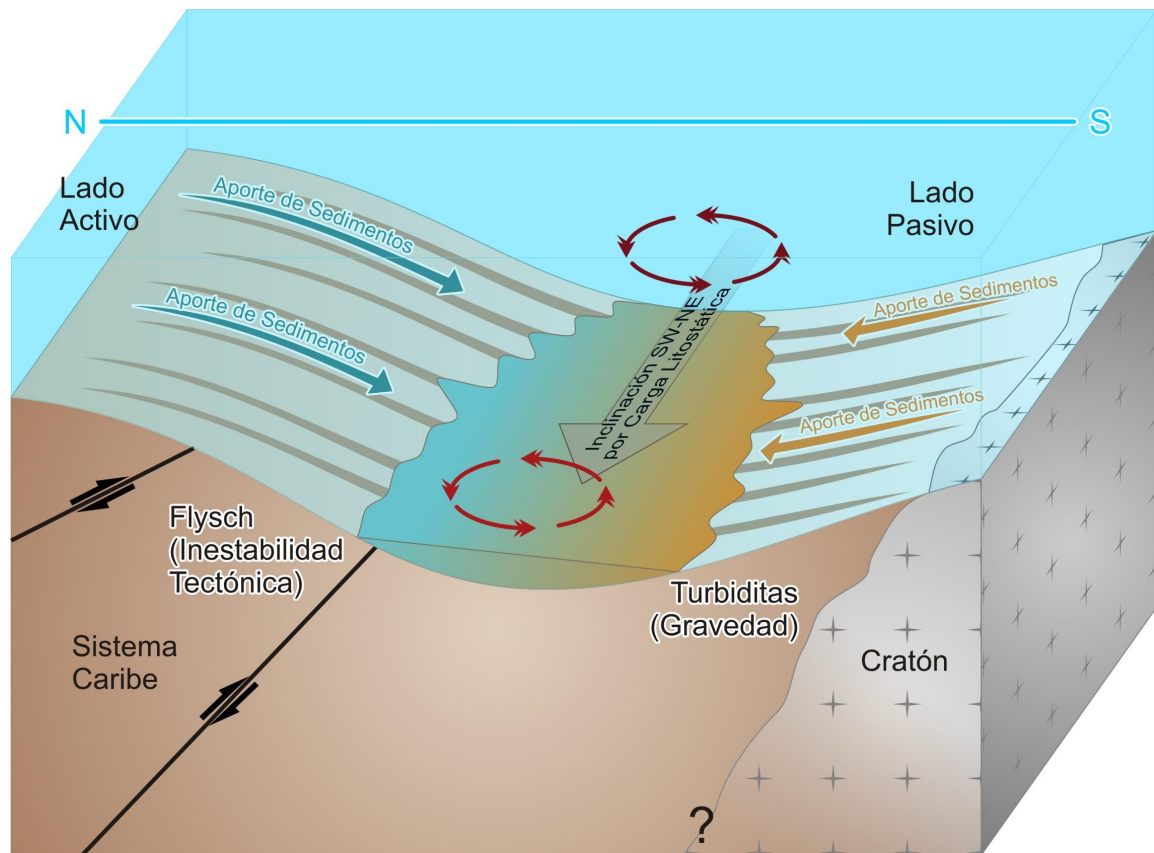


Figura 91. Bloque diagramático que propone las condiciones tectónicas, ambientales y deposicionales de los sedimentos en la cuenca estudiada.

CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1.- SUMARIO Y CONCLUSIONES

El análisis petrográfico modal de las areniscas muestreadas en este estudio, obtenidas en los afloramientos de los cortes de carreteras, ubicados en la vía que comunica las poblaciones de San Juan de los Morros con la población de Ortíz, arrojó como resultado una gran variedad en la clasificación de dichas rocas, encontrándose desde subarcosas, sublitarenitas y arenitas líticas hasta grawacas feldespáticas y grawacas líticas, según la clasificación de PETTJOHN, POTTER Y SIEVER (1973). Para los niveles superiores predominaron las sublitarenitas, arenitas líticas y subarcosas, mientras que para los inferiores las grawacas líticas y feldespáticas, tomando en cuenta el sentido referencial Ortíz-San Juan de los Morros.

En cuanto a la clasificación citada en el párrafo anterior, las areniscas con mayor porcentaje de abundancia son las arenitas líticas con 35,22%, luego le siguen las sublitarenitas con 22,72%, después las grawacas líticas con 19,31%, le siguen las grawacas feldespáticas con 13,06 y por ultimo las subarcosas con 9,09%.

Al correlacionar los resultados obtenidos a través del diagrama ternario de procedencia Qt-F-L propuesto por DICKINSON Y SUCZEK (1979) Y DICKINSON *et al.* (1983), se observa una doble tendencia en la procedencia, la primera se ubica en el campo correspondiente a orógeno reciclado y la segunda se encuentra ubicada en el campo de cratón interior, adicionalmente se observaron muestras puntuales ubicadas en la zona de continental transicional.

Por otro lado, para el diagrama ternario Qm-F-Lt propuesto por DICKINSON & SUCZEK (1979), se observa una tendencia principal dirigida hacia los campos de orógeno reciclado cuarzoso y orógeno reciclado transicional, con muestras puntuales en la zona de mezcla y orógeno reciclado lítico.

Al comparar los resultados obtenidos con los expuestos en BENEDETTI & HERNANDEZ (2007 EN PRENSA), donde se reportan muestras en los campos de arco

magmático hacia la base de la sección “El Pao”, indicando las primeras colisiones del arco del Caribe, para luego pasar hacia facies más cuarzosas. Por esto se infiere un instante de depositación posterior en tiempo a dichas secciones, evidenciado en la ausencia de muestras correspondientes a el campo de arco magmático en los triángulos de procedencia para la zona estudiada, donde el dominio corresponde a los campos de orógeno reciclado y cratón interior respectivamente.

De acuerdo a los resultados anteriormente expuestos, se concluye que la depositación de los sedimentos en las secciones estudiadas, fue posterior a la sutura del arco volcánico de Villa de Cura y donde el “microcontinente” o bloque de Sebastopol ejerce la mayor influencia en el aporte de sedimentos; evidenciado en el alto porcentaje de la fracción de cuarzo y a pesar del retrabajo, la existencia de un bajo porcentaje de feldespatos en estado de alteración, sugiere una fuente rica en éstos, como lo son los gneises graníticos.

Por otra parte, la relación areniscas/lutitas estudiadas en campo, en su mayoría reflejan características concernientes a la parte media a distal de los flujos de turbidez, ya que la relación entre las mismas tiende a 1 o a valores menores que 1. Si se integran tanto el análisis petrográfico, como el de procedencia, se observa una correspondencia con lo anteriormente dicho, ya que el porcentaje de micas es bastante bajo, siendo ésta condición contraria a una zona más distal dentro de la corriente de turbidez. Así mismo, se infiere un aporte principal de la zona septentrional de la cuenca perteneciente a las áreas positivas de la cadena Caribe, donde la influencia de cratón interior sugiere una zona de solapes con dominio norte.

La metodología empleada en este estudio, permitió el complemento y correspondencia de cada uno de análisis aplicados con los resultados obtenidos, siendo estos últimos bastante acertados, satisfactorios y hasta innovadores con respecto a los esquemas de variación de minerales propuestos, ya que los mismos se pueden implementar como un método de amarre y correlación entre diferentes secciones; sin embargo se debe trabajar en una escala mas regional y que cubra la zona este de la

Formación Guarico, así como también se debe complementar con estudios locales y regionales de paleocorrientes, a fin de realizar una reconstrucción y evolución de la cuenca, con la integración de la mayor cantidad de datos posibles y disponibles.

8.2.- RECOMENDACIONES

Se recomienda incluir en las variables propuestas por YORIS (1992), para el análisis modal de areniscas, una variable que distinga la matriz y cemento carbonático, de manera de establecer una mejor relación entre las clasificaciones arrojadas por el programa ANÁLISIS MODAL y las establecidas por DICKINSON & SUCZEK (1979) Y PETTIJOHN, POTTER Y SIEVER (1973).

Con el fin de establecer edades relativas entre los afloramientos estudiados, tanto aquí como en el estudio realizado por BENEDETTI & HERNANDEZ (2007 EN PRENSA), es recomendable realizar estudios bioestratigráficos localizados en los mismos.

Para la determinación de las características principales de la sedimentación y sus respectivos ambientes, se recomienda estudiar los patrones de paleócorrientes a nivel local y regional, afianzándose en las estructuras sedimentarias y a su vez establecer las polaridades de capas de la zona. Un estudio sedimentológico detallado complementara la información obtenida en este trabajo.

Por otra parte, un estudio estructural detallado a escala regional y local, incluyendo balanceo de secciones, permitirá conocer y determinar el espesor verdadero de la formación, por lo tanto, su recomendación es de bastante importancia.

Se recomienda llevar éste tipo de estudio modal a diferentes afloramientos ubicados al este de la sub-cuenca de Guarico, pertenecientes a la Formación Guárico con el fin de complementar la información hasta ahora obtenida acerca de la procedencia de las rocas aquí presentes. Seguir la metodología empleada y la elaboración de los esquemas de variación de los minerales, podrían aportar información para la correlación con otros estudios.

CAPÍTULO IX: BIBLIOGRAFÍA

- ALBERTOS DE YORIS, M. A. (1987) Estudio geológico de las secciones: Altagracia de Orituco-Agua Blanca y Gamelotal-San Francisco de Macaira (estados Guárico y Miranda). Análisis petrográfico y estadístico de la Formación Guárico. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 274 p.
- ALBERTOS DE YORIS, M. A.; YORIS, F. G. y URBANI, F. (1989) Estudio geológico y análisis petrográfico estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en las secciones Altagracia de Orituco-Agua Blanca Y Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda. Memorias VII Congreso Geológico Venezolano. Soc. Ven. Geol. (Caracas) 1: 289-314 p.
- AMERICAN ASOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST. (1974) Facies and reconstruction of environments. Bol. Geol.; Public. 223p
- BANGS R., C. y BASU A. (1994) Provenance analysis of muddy sandstones. Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes (Enero 1994), 64(1):2-7p.
- BASU, A. (1986) Influence of climate and relief on composition of sand released at source areas, En "Provenance of arenites" (editado por G.G. Zuffa): 1-18. D. Reidel Publishing Company.
- BELL, J. S. (1968-b) Geología de la región de Camatagua estado Aragua, Venezuela. Asoc. Ven. Geol. Min., y Pet.; Bol. Inf. 8 (18): 291-240 p.
- BALLY, A. W. Y SNELSON, S. (1980) Reals of subsidence. Facts and principles of world petroleum occurrence, Miall, A. D. (Ed.), Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 6, 9-94pp.
- BLASI, A. M y MANASSERO, M.J. (1989) The Colorado River of Argentina: source, climate and transport as controlling factors in plate tectonic sand composition. Journal of South America Earth Sciences 3: 65-70.
- BOUMA, A. H. (1962) Sedimentology of some Flysch Deposits. Elsevier Amsterdam.
- CARDOZO, L. (1996) Procedencia de las rocas clásticas de la Formación Misoa en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo y relación con la tectónica del Caribe. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 266 p.

- BONINI, E. W., HARGRAVES, B. R., SHAGAM, R. (1984) *The Caribbean South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Colorado. Geological Society of America. 415p
- CARRILLO, P. E. (1999) *Estratigrafía y sedimentología de rocas clásticas del Cretácico Superior y Terciario al sur del anticlinal de Mundo Nuevo, estado Monagas*. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 275 p.
- CASTILLO, M. V. (1995) *Procedencia de las rocas clásticas del Eoceno en el sector oriental de la cuenca de Maracaibo y su relación con la tectónica del Caribe y Andina, estado Zulia*. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 229 p.
- COMISIÓN VENEZOLANA DE ESTRATIGRAFÍA Y TERMINOLOGÍA (1970) *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. Bol. Geol.; Public. Espe. 4 : 756 p.
- DECKER, J. y HELMOLD, K. P., (1985) *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method-Discussion*: Journal of Sedimentary Petrology, v. 55. 0618-0620p.
- DI CROCE, J. (1999) *Eastern Venezuela Bassins: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution*. Trabajo de Ascenso. 255p.
- DICKINSON, W. R. (1970) *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Journal of Sedimentary Petrology. V. 40 : 695-707p.
- DICKINSON, W. R. (1985) *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. En *Provenance of arenitas* (Zuffa, G. editor): 333-361. Reidel Publishing Company.
- DICKINSON, W. R. y SUCZEK, C. (1979) *Plate tectonics and sandstone compositions*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.; 63 (12): 2164-2182.
- DICKINSON, W. R. y VALLONI, R. (1980) *Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins*. Geology (Boulder), 8(2):82-86p.
- DICKINSON, W. R.; BEARD, L.; BRAKENRIDGE, G.; ERJAVEC, J.; FERGUSON, R.; INMAN, K.; KNEPP, R.; LINDBERG, L.; RYBERG, P. (1983) *Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*. Geol. Soc. Amer. Bull.; 94 : 222-235.

- ERLICH, R. N. y BARRETT, S. F. (1990) Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad area. *Tectonics*, 9 (1): 161-184p.
- ERLICH, R. N. y BARRETT, S.F. (1992) Petroleum Geology of the Eastern Venezuelan Foreland Basin. *AAPG Mem.* 55, 341-362p.
- ESPEJO, I. S. y LÓPEZ-GAMUNDI, O. R. (1994) Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin; the El Imperial Formation (Mid Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes.* 64(1):8-16p.
- EVA, A. N., BURKE, K., MANN, P., WADGE, G. (1989) Four-Phase tectonostratigraphic development of the Southern Caribbean. *Marine and Petroleum Geology* 6, 9 –21p.
- FOLK, R. L. y WARD, W. C. (1957) Brazos River bar (Texas); a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1):3-26p
- FOURNIER, H. (1999) Estudio de los minerales de arcilla en la sección de Agua Blanca-Altigracia de Orituco, estados Guárico y Miranda. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 182p.
- GAZZI, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; Correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogiez e Petrografica, Acta*, 12: 69-97p.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE DE AROZENDA, J. y PICARD, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ed. FONINVES, Caracas; 1ª Ed.; 2 tomos: 1031p.
- HEDBERG, H. D. (1950) Geology of the eastern Venezuela Basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion). *Geological Society of America Bulletin*, 61(11):1173-1215p.
- INGERSOLL, R. V., FULLARD, T. F., FORD, R. L., GRIMM, J. P., PICKLE J. D., Y SARES, S. W. (1984) The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1):103-116p.

- JOHANSSON, M. J. y STALLARD, R. F. (1989) Physiographic controls on the composition of sediments derived from volcanic and sedimentary terrains on Barro Colorado Island, Panama. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59(5):768-781p.
- KONIGSMARK, T. A. (1965) Geología del área de Guárico septentrional-Lago de Valencia, Venezuela. M.E.M., Dirección General Sectorial de Minas y Geología, Caracas, Venezuela *Boletín de Geología (Caracas)*, 6 (11): 209-285p.
- KRUMBEIN, W. C. y PETTIJOHN, F. J. (1938) *Manual of sedimentary petrography*.
- MACK, G. H. (1984) Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1):212-220p.
- MACK, G. H. y SUTTNER, L. J. (1977) Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(1):89-100p.
- MARSAGLIA, K. M. e INGERSOLL, R. V. (1992) Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone; a reassessment of magmatic-arc provenance; with Suppl. Data 92-36. *Geological Society of America Bulletin*, 104(12):1637-1649p.
- MCDONALD, A. D. y SURDAM, C, R. (1984) *Clastic Diagenesis*. Tulsa. AAPG. 429p.
- MENCHER, E. (1950) Sucesos Cretácicos Eocénicos en el norte de Venezuela. *Asoc. Ven. Geol. Min., y Pet.; Bol. Inf.* 2 (1): 91-96p.
- MENCHER, E.; DALLMUS, K. F.; FICHTER, H. J.; GONZALEZ DE JUANA, C.; PONTE, R. L.; RENZ, H. H. y SCHUMECHER, P. (1951) Cuadro de correlación de las formaciones geológicas de Venezuela. *Bol. Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petrol.*; 2 : 182. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 37 (4): 774-775p.
- MENÉNDEZ, A. (1966) Structural geology of the Tinaco area - overthrusting in the Serranía del interior of Central Venezuela. *Abstr, Bol. Inform. Asoc. Venezolana Geol., Miner., Petrol.*, 8(3): 83-84pp.
- MILIÁN F., C. D. (1998) Procedencia de las rocas clásticas del paleógeno en los bloques V, IX y VI del Lago de Maracaibo y su relación con la tectónica caribe. Trabajo Especial de Grado. *Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV.*: 156p.

- MORENO, J. y CASAS, J. (1986) Estudio petrográfico y estadístico de la secuencia flysch Eocena de la Isla de Margarita. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV.: 177 p.
- OSTOS, M. (1977) Geología de una zona al noreste de Altagracia de Orituco, estado Guárico. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 172 p.
- PARNAUD, F.; GOU, Y.; PASCUAL, J. C.; CAPELLO, M. A.; TRUSKOWSKI, Y.; PASSALACQUA, H. Y ROURE, F. (1995) Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela. En: Tankard, A; Suárez, R. y Welsink, H. J.: Petroleum Basins of South America. AAPG Mem. 62: 681-698p.
- PEIRSON, A. L. (1965) Geology of the Guárico mountain front. Asoc. Ven. Geol. Min., y Pet.; Bol. Inf. 8 (7): 183-212p.
- PEIRSON, A. L.; SALVADOR, A. y STAINFORTH, R. M. (1966) The Guárico Formation of north-central Venezuela. Asoc. Ven. Geol. Min., y Pet.; Bol. Inf. 9 (7): p 183-224p.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1972) Sand and sandstone. New York: Springer-Verlag, 618p.
- PINDELL, J. L. y BARRETT, S. F. (1990) Geological evolution of the caribbean region; a plate-tectonic perspective. GSA Decade N. Amer. Geol. Vol. H (The Caribbean Region) p. 405-432
- PINDELL, J. y DEWEY, J. F. (1991) Cenozoic Transspresional Model for the tectonic and basinal development of Venezuela and Trinidad. AAPG Bulletin, 75(3): 654p.
- POLANCO, R. (2004) Estudio estructural del borde norte de la subcuenca de Guárico en la región de Altagracia de Orituco, estado Guárico. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 109 p.
- POTIE, G. (1989) Contribution á l'etude géologique de la frontière sud-est de la Plaque Caräibes: La serrania del Interior orientat sur le transect Cumaná-Urica et le bassin de Maturín (Vénézuéla). Tesis PhD, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, Francia. 266 p.
- QUINTERO G., J. C. (1998) Significado tectónico y procedencia mineralógica de las rocas clásticas de la Formación Gobernador, Flanco surandino. Barinas. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 164 p.

- READING, H. G. (1986) *Sedimentary Enviroments and Facies*. Londres. Segunda Edición. Blackwell Scientific Publications. 399 – 443 p.
- RENZ, O. y SHORT, K. C. (1960) Estratigrafía de la region comprendida entre El Pao y Acarigua, estados Cojedes y Portuguesa. III Congreso Geológico Venezolano, Boletín de Geología Publicación Especial, Vol. 3, No. 1. 277-301 p.
- ROMERO, P. (1996) Significado tectónico y procedencia de las rocas clásticas de la Formación Misoa en el sector norte de la cuenca del Lago de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 129 p.
- SCASSO, R. A. y LIMARINO, C. O. (1997) *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas*. Buenos Aires, Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N° 1.
- STEPHAN, J. F. BLANCHET, R. y MERCIER DE L., B. (1985) Les festons nord et sud-Caraibe (Hispaniola-Porto Rico, Panama et Colombie-Venezuela): des pseudo-subductions induites par le raccourcissement Est-Quest du bâti continental peri-Caraibe. Symposium Geod. des Caraibes, Ed. Technip, 35-52p.
- SUTTNER, L. J., BASU, A., y MACK, G. H. (1981) Climate and the origin of quartz arenites. *Jour. Sed. Petrology*, v. 51, 1235-1246 p.
- TUCKER, E. M. (1991) *Sedimentary Petrology*. Blackwell Science. Oxford. 226p.
- UZCÁTEGUI R., D. M. (2002) Estimación de espesores sedimentarios en el graben de Espino a lo largo de los transeptos regionales entre Guárico y Anzoátegui, área Santa Maria de Ipire. Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 107 p.
- VAIL, P. R., MITCHUM JR., R. M., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON III, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. y HATELID, W. G. (1977) *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level*. In: Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG, Memoria 26: 49-213, Tulsa.
- VAN WAGONER, J. E. (1995) *Sequence stratigraphy of Foreland Basin Deposits: outcrop and subsurface examples from the Cretaceous of North America*. A.A.P.G. Memoir 64
- VON DER OSTEN, E. (1957) Lower Cretaceous Barranquín Formation of northeastern Venezuela. *AAPG Bulletin*, 41(4): 79-708p.

- OSTOS, M. y YORIS, F. G. (1997). Conferencia Evaluación de Pozos. Schlumberger - Surencó C.A. 1^{ra}. Ed. Español ; Jolley Printing (Texas): Cap. 1 : 1 - 17 ; 24 - 44.
- YORIS, F. G. (1984) Definición de la Formación Chimana en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. XXXIV Conv. Anual ASOVAC, Cumaná.
- YORIS, F. G. (1986) Proposición de un nuevo método para el análisis por conteo puntual en secciones finas de areniscas. XXXVI Convención Anual de ASOVAC. Libro de Resúmenes, Pp.
- YORIS, F. G. (1986) Provenance analysis and tectonic ubication for sandstones of Sucre Group, northeastern Venezuela. 11th Caribbean Geological Conference, Barbados (Abstract): 121-122p.
- YORIS, F. G. (1987a) Estudio comparativo preliminar sobre las cuencas de las Formaciones Guárico, San Juan, Caratas, Punta Carnero y Pampatar; Venezuela central y nororiental. 1as Jornadas de Investigación en Ingeniería, Fac. Ing. UCV, Caracas : 52-57.
- YORIS, F. G. (1989)..Consideraciones sobre la Formación Querecual de Venezuela oriental. Geos, 29, p. 126-138
- YORIS, F. G. (1992) Análisis de secuencias clásticas por métodos petrográficas y estadísticos (Tesis de Doctorado). Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geología.
- YORIS, F. G. (1992) Análisis estadístico de las formaciones Guárico (estado Guárico), Punta Camero y Pampatar (Isla de Margarita). XLII Convención Anual de ASOVAC (U.C.V.). Libro de Resúmenes.
- YORIS, F. G. y DE YORIS, M. A. (1988) Medidas de paleocorriente en las secuencias de la Formación Guárico y sus equivalentes en las secciones: Altagracia de Orituco-Guatopo y Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda. Jornadas 50 Aniversario. Esc. Geol.; Min. y Geof.; Fac. Ing. UCV. GEOS 29 : 152-159.
- YORIS, F. G., OSTOS, M. y AVÉ L., H. G. (2004) Overview of the southeast Caribbean / South American plate boundary zone. Litos, Inc.

ZAPATA, E. (1976) Estudio de la Formación Guárico en el área de la Laguna de Unare estado Anzoátegui. (Análisis de facies y geostadístico de facies sedimentarias). Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 162 p.

ZAPATA, E. (1976) Estudio de la Formación Guárico en el área de la Laguna de Unare estado Anzoátegui. (Análisis de facies y geostadístico de facies sedimentarias). Trabajo Especial de Grado. Esc. Geol. Min. y Geof.; UCV: 162 p.

ZUFFA, G. G., CIBIN, U., y DI GIULIO, A. (1995) Arenite petro-graphy in sequence stratigraphy. *Journal of Geo Geology* 103: 451-459.

ANEXOS